ISPRA
Istituto Superiore per la Protezione e la Ricerca Ambientale

SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA
Organo Cartografico dello Stato (legge n° 68 del 2.2.1960)

PROGETTO CARG

NOTE ILLUSTRATIVE della CARTA GEOLOGICA D'ITALIA alla scala 1:50.000

foglio 348

ANTRODOCO

A cura di: **F. Capotorti[1], E. Chiarini[1]**

con contributi di:
D. Berti[1], A.M. Blumetti[1], C. D'Ambrogi[1], R. Di Stefano[1]†, L. Guerrieri[1], E. La Posta[1], M. Marino[1], L. Martarelli[1], G. Motteran[1], C. Muraro[1], F. Papasodaro[1], P. Perini[1]†, R.M. Pichezzi[1], V. Ricci[1], M. Rossi[1], S. Silvestri[1], G. Ventura[1]

Revisione scientifica: **M. Nocentini[1], L. Tomassetti[1]**

(1) Dipartimento per il Servizio Geologico d'Italia - ISPRA - Roma.

PROGETTO CARG

Ente realizzatore

ISPRA
Istituto Superiore per la Protezione e la Ricerca Ambientale

Direttore del Dipartimento per il Servizio Geologico d'Italia - ISPRA: **M. Amanti**

Responsabile del Progetto CARG per il Dipartimento Difesa del Suolo - Servizio Geologico d'Italia: **M.T. Lettieri**

Informatizzazione dei Dati Geologici:
E. Chiarini (coord.)**, C. Muraro**
con i contributi di:
A. Collalti, D. Stromei (Regione Abruzzo)

Revisione informatizzazione dei dati geologici:
L. Battaglini, R. Carta

Allestimento per la stampa:
T. Schvarcz, S. Falcetti

PROGETTO CARG

Stampa: Varigrafica Alto Lazio, 2023

INDICE

I - INTRODUZIONE pag.11

II - STUDI PRECEDENTI ..... » 15

III - INQUADRAMENTO GEOLOGICO ..... » 23

IV - CENNI DI GEOMORFOLOGIA ..... » 31

V - CENNI SUGLI SCHEMI BIOSTRATIGRAFICI E CRONOSTRATIGRAFICI ADOTTATI ..... » 43

VI - STRATIGRAFIA DEL SUBSTRATO ..... » 47
1. - SUCCESSIONE DEI MONTI REATINI ..... » 49
1.1. - Dolomia Principale (**DPR**) ..... » 50
1.2. - Calcare Massiccio, litofacies dolomitica (**MAS_b**) ..... » 51
1.3. - Corniola (**COI**) ..... » 55
1.4. - corniola detritica (**COK**) ..... » 56
1.4.1. - *litofacies con olistoliti* (**COK_a**) ..... » 57
1.5. - calcari nodulari dell'Infernaccio (**IFC**) ..... » 58
1.6. - Marne di Monte Serrone (**RSN**) ..... » 59
1.7. - Rosso Ammonitico (**RSA**) ..... » 61
1.8. - Calcari e Marne a Posidonia (**POD**) ..... » 62
1.9. - calcari detritici a posidonia (**DPO**) ..... » 63
1.9.1. - *litofacies granulare* (**DPO_a**) ..... » 65
1.10. - Calcari Diasprigni (**CDU**) ..... » 65
1.10.1. - *membro selcifero* (**CDU_1**) ..... » 67
1.10.2. - *membro dei calcari a Saccocoma ed Aptici* (**CDU_2**) ..... » 68
1.11. - calcari diasprigni detritici (**CDI**) ..... » 68
1.12. - maiolica detritica (**MAD**) ..... » 69
1.13. - Maiolica (**MAI**) ..... » 70
1.14. - Marne a Fucoidi (**FUC**) ..... » 73
1.15. - calcareniti e calciruditi a fucoidi (**CCF**) ..... » 74
1.16. - Scaglia Bianca (**SBI**) ..... » 75
1.17. - Scaglia Rossa (**SAA**) ..... » 76

PROGETTO CARG

1.17.1. - *membro calcilutitico di Bacugno* (**SAA_4**) ..... » 77
1.17.2. - *membro calcilutitico-calcarenitico di S. Giusta* (**SAA_6**) ..... » 78
1.17.3. - *litofacies detritica con brecce e slumping* (**SAA_{6a}**) ..... » 79
1.18. - CALCARI CRISTALLINI (**CTN**) ..... » 81
1.19. - SCAGLIA DETRITICA (**SCZ**) ..... » 82
1.19.1 - *membro calciruditico-calcarenitico* (**SCZ_2**) ..... » 83
1.20. - SCAGLIA VARIEGATA (**VAS**) ..... » 86
1.21. - SCAGLIA CINEREA DETRITICA (**CDZ**) ..... » 86
2. - SUCCESSIONE DEL MONTE NURIA ..... » 90
2.1. - CALCARI CICLOTEMICI A REQUIENIE (**CIR**) ..... » 90
2.2. - CALCARI A RADIOLITIDI (**RDT**) ..... » 91
2.3. - SCAGLIA CONDENSATA (**SGC**) ..... » 91
2.4. - UNITÀ SPONGOLITICA (**SPT**) ..... » 93
2.4.1. - *litofacies a marne, losanghe, spicole e punti rossi* (**SPT_c**) ..... » 94
2.5. - CALCARI A BRIOZOI E LITOTAMNI, *MEMBRO DELLE CALCARENITI A PUNTI ROSSI* (**CBZ_2**) ..... » 95
3. - SUCCESSIONE DEL MONTE GIANO-MONTE GABBIA ..... » 96
3.1. - DOLOMIA PRINCIPALE (**DPR**) ..... » 97
3.2. - CALCARE MASSICCIO (**MAS**) ..... » 98
3.3. - CALCARI A PALAEODASYCLADUS (**CPL**) ..... » 99
3.4. - CALCARI BIOCLASTICI DI MONTE DELLA SELVA (**MSE**) ..... » 100
3.5. - UNITÀ CALCAREO-DOLOMITICA **(UCD)** ..... » 101
3.6. - UNITÀ OOLITICA **(UOO)** ..... » 103
3.7. - ANNEGAMENTO DELLA PIATTAFORMA DEL MONTE GIANO NEL GIURASSICO MEDIO-SUPERIORE ..... » 104
3.8. - ORIZZONTE A FILAMENTS **(FI)** ..... » 107
3.9. - CALCARI DELLE GOLE DEL VELINO (**VEL**) ..... » 108
3.10. - CALCARI AD ELLIPSACTINIE (**ELL**) ..... » 110
3.11. - CALCARI A CORALLI E DICERATIDI (**CCD**) ..... » 111
3.12. - CALCARI A CLASTI NERI E GASTEROPODI (**CNE**) ..... » 114
3.13. - CALCARI CICLOTEMICI A GASTEROPODI (**CCG**) ..... » 115
3.14. - CALCARI A RUDISTE E ORBITOLINE (**RDO**) ..... » 116
3.15. - CALCARI A REQUIENIE, CAPROTINE E OSTREIDI (**RCO**) ..... » 120
3.16. - CALCARI E MARNE A SALPINGOPORELLA DINARICA E CHAROPHYTE (**CMS**) ..... » 122
3.17. - CALCARI CICLOTEMICI A REQUIENIE (**CIR**) ..... » 123
3.18. - CALCARI A RADIOLITIDI (**RDT**) ..... » 124
3.19. - HIATUS SEDIMENTARI E ANNEGAMENTO DELLA PIATTAFORMA DEL M. GIANO-M. GABBIA-M. NURIA NEL CRETACICO SUPERIORE-PALEOGENE ..... » 126
3.20. - SCAGLIA CONDENSATA (**SGC**) ..... » 136
3.21. - SCAGLIA DETRITICA (**SCZ**) ..... » 140

PROGETTO CARG

3.21.1. - *membro calcarenitico-calciruditico* (**SCZ$_1$**) ..... » 142
3.22. - Scaglia Rossa (**SAA**) ..... » 143
3.23. - calcari cristallini (**CTN**) ..... » 145
3.24. - scaglia variegata (**VAS**) ..... » 146
3.25. - Scaglia Cinerea (**SCC**) ..... » 147
4. - SUCCESSIONE DEI MONTI RUA-MARINE-MOZZANO ..... » 149
4.1. - Calcare Massiccio, *litofacies dolomitica* (**MAS$_b$**) ..... » 150
4.2. - corniola detritica (**COK**) ..... » 152
4.3. - Marne di Monte Serrone (**RSN**) ..... » 153
4.4. - verde ammonitico e calcari e marne a posidonia (**VAP**) ..... » 153
4.5. - calcari detritici con posidonia (**DPO**) ..... » 154
4.5.1. - *litofacies granulare* (**DPO$_a$**) ..... » 155
4.6. - calcari bioclastici inferiori (**BLI**) ..... » 155
4.7. - gruppo del bugarone (**BU**) ..... » 156
4.8. - calcari diasprigni detritici (**CDI**) ..... » 157
4.9. - calcari cristallini a echinodermi e coralli (**ECC**) ..... » 157
4.10. - maiolica detritica (**MAD**) ..... » 158
4.11. - Maiolica (**MAI**) ..... » 159
4.12. - calcari bioclastici superiori (**BLS**) ..... » 160
4.13. - calcareniti e calciruditi a fucoidi (**CCF**) ..... » 161
4.13.1. - *litofacies delle calciruditi e calcareniti con selce* (**CCF$_a$**) ..... » 162
4.13.2. - *litofacies delle marne e calcareniti con selce* (**CCF$_b$**) ..... » 162
4.14. - Scaglia Bianca, *litofacies detritica* (**SBI$_a$**) ..... » 164
4.15. - Scaglia Rossa (**SAA**) ..... » 165
4.15.1. - *membro calcilutitico di Bacugno* (**SAA$_4$**) ..... » 165
4.15.2. - *membro calcilutitico-calcarenitico di S. Giusta* (**SAA$_6$**) ..... » 166
4.16. - calcari cristallini (**CTN**) ..... » 167
4.17. - scaglia detritica (**SCZ**) ..... » 167
4.17.1. - *membro calcarenitico-calciruditico* (**SCZ$_1$**) ..... » 168
4.17.1.1. - litofacies delle calcareniti e micriti chiare (**SCZ$_{1a}$**). » 168
4.17.2. - *membro calciruditico-calcarenitico* (**SCZ$_2$**) ..... » 169
4.18. - scaglia variegata (**VAS**) ..... » 170
4.19. - Scaglia Cinerea (**SCC**) ..... » 171
4.20. - scaglia cinerea detritica (**CDZ**) ..... » 172
4.20.1. - *litofacies calcarenitico-calciruditica* (**CDZ$_a$**) ..... » 173
5. - SUCCESSIONE COMUNE OLIGO-MIOCENICA ..... » 174
5.1. - unità spongolitica (**SPT**) ..... » 174
5.1.1. - *litofacies a micriti avana e macroforaminiferi* (**SPT$_a$**) ..... » 176
5.1.2. - *litofacies selcifera* (**SPT$_b$**) ..... » 178
5.2. - marne con cerrogna (**CRR**) ..... » 180
5.3. - unità argilloso-marnosa (**UAM**) ..... » 182

PROGETTO CARG

5.3.1. - *membro delle marne calcaree* (**UAM$_1$**) ..... » 182
5.3.2. - *membro delle marne a* Cylindrites (**UAM$_2$**) ..... » 183
5.3.3. - *membro delle argille ad* Orbulina (**UAM$_3$**) ..... » 184
5.4. - UNITÀ ARENACEO-PELITICA (**UAP**) ..... » 186
5.4.1. - *associazione arenacea* (**UAP$_a$**) ..... » 187
5.5. - FORMAZIONE DELLA LAGA (**LAG**) ..... » 187
5.5.1. - *membro del Lago di Campotosto* (**LAG$_4$**) ..... » 188
5.5.1.1. - associazione arenacea (**LAG$_{4c}$**) ..... » 188
5.5.1.2. - associazione arenaceo-pelitica I (**LAG$_{4d}$**) ..... » 189
5.5.1.3. - associazione arenaceo-pelitica II (**LAG$_{4b}$**) ..... » 190
5.5.1.4. - associazione pelitico-arenacea (**LAG$_{4e}$**) ..... » 190

VII - STRATIGRAFIA DEI DEPOSITI QUATERNARI ..... » 195
1. - INTRODUZIONE ..... » 195
2. - BACINO DEL FIUME ATERNO ..... » 196
2.1. - CONCA INTERMONTANA DI PIZZOLI-BARETE ..... » 197
2.1.1. - *Interpretazione dei sondaggi realizzati per il Foglio* ..... » 198
2.1.2. - *supersintema di Aielli-Pescina* (**AP**) ..... » 202
2.1.2.1. - unità di Teora (**TEO**) ..... » 203
2.1.2.2. - sintema di Cona della Croce (**CND**) ..... » 204
2.1.2.3. - sintema di Barete (**BAE**) ..... » 208
2.1.3. - *sintema di Cermone* (**RMO**) ..... » 210
2.2. - CONCA INTERMONTANA DI CASCINA ..... » 212
2.2.1. - *supersintema di Aielli-Pescina* (**AP**) ..... » 212
2.2.1.1. - conglomerati del Castello di Cascina (**NSA**) ..... » 212
2.2.1.2. - sintema di Cascina (**NSC**) ..... » 214
2.3. - CONCA INTERMONTANA DI MONTEREALE ..... » 216
2.3.1. - *Interpretazione dei sondaggi realizzati per il Foglio* ..... » 217
2.3.2. - *supersintema di Aielli-Pescina* (**AP**) ..... » 220
2.3.2.1. - conglomerati di Castello di Montereale (**CCM**) ..... » 221
2.3.3. - *unità di Paterno* (**ERN**) ..... » 222
3. - UNITÀ UBIQUITARIE DEI BACINI DEI FIUMI ATERNO E VOMANO ..... » 224
3.1. - SINTEMA DI CATIGNANO (**ACT**) ..... » 225
3.2. - SINTEMA DI VALLE MAJELAMA (**AVM**) ..... » 225
3.2.1. - *subsintema di Conella* (**AVM$_8$**) ..... » 228
3.2.2. - *subsintema di Scentella* (**AVM$_9$**) ..... » 231
4. - BACINO DEL FIUME TRONTO ..... » 233
4.1. - SINTEMA DI RETROSI-TORRITA (**RTS**) ..... » 233
4.2. - SINTEMA DI MATELICA (**MTI**) ..... » 234
5. - CONCA INTERMONTANA DI LEONESSA ..... » 234

PROGETTO CARG

5.1. - CONGLOMERATI DI CUMULATA (**CCU**) ... » 237
5.2. - SINTEMA DI LEONESSA (**LEO**) ... » 238
5.3. - SINTEMA DI FONTE VETICA (**FON**) ... » 240
6. - BACINO DEL FIUME VELINO ... » 242
6.1. - GRUPPO DELLA PALEOVALLE DEL FIUME VELINO (**GV**) ... » 243
6.1.1. - *brecce di Persico* ... » 243
6.1.2. - *brecce di M. Giano* ... » 244
6.1.3. - *brecce di Santi Vatillo* ... » 244
6.2. - SUPERSINTEMA DELLA CONCA DI RIETI (**CR**) ... » 245
6.2.1. - *sintema di Cittaducale* (**UCT**) ... » 246
6.2.2. - *sintema di Casale Giannantoni* (**GNT**) ... » 247
6.2.3. - *unità di Antrodoco* (**ATD**) ... » 250
7. - UNITÀ UBIQUITARIE DEI BACINI DEI FIUMI VELINO E CORNO ... » 251
7.1. - SINTEMA DI RIETI (**SRI**) ... » 251
7.1.1. - *subsintema di Monte Terminillo* (**SRI_1**) ... » 253
8. - UNITÀ NON DISTINTE IN BASE AL BACINO DI APPARTENENZA ... » 255
8.1. - COLTRI ELUVIO - COLLUVIALI (**b_2**) ... » 255
8.2. - DEPOSITI OLOCENICI ... » 256

VIII - ASSETTO STRUTTURALE ... » 259
1. - TETTONICA DISTENSIVA PRE E SIN-OROGENICA ... » 262
1.1. - LA TETTONICA GIURASSICA ... » 262
1.1.1. - *La PCP del M. Tolentino/C.le Forcella* ... » 264
1.1.2. - *La PCP del M. di Cambio* ... » 265
1.1.3. - *La PCP del M. Boragine* ... » 267
1.1.4. - *La PCP di M. Marine* ... » 269
1.1.5. - *La PCP del M. Giano* ... » 272
1.2. - LA TETTONICA CRETACICA ... » 273
1.3. - LA TETTONICA PALEOGENICA ... » 274
1.4. - LA TETTONICA DISTENSIVA DEL MIOCENE SUPERIORE ... » 277
1.4.1. - *La faglia di M. Marine* ... » 280
1.4.2. - *La faglia del M. Boragine* ... » 281
1.4.3. - *La faglia di Ara Grande* ... » 282
1.4.4. - *La faglia di Leonessa/V.le di Albaneto* ... » 282
1.4.5. - *La faglia di Antrodoco* ... » 285
2. - TETTONICA COMPRESSIVA SIN-OROGENICA ... » 291
2.1. - LE STRUTTURE DEI MONTI REATINI E LA LINEA OLEVANO-ANTRODOCO-MONTI SIBILLINI (OAS) ... » 292
2.1.1. - *Unità tettonica Palloroso/Tolentino* ... » 295

PROGETTO CARG

2.1.2. - *Unità tettonica Terminillo/Nocella* ..... » 296
2.1.3. - *Unità tettonica Cavallo/Boragine* ..... » 298
2.2. - Le strutture compressive nel dominio di piattaforma carbonatica, il thrust del M. Gabbia-M. Calvo e le problematiche legate al pozzo Antrodoco1 ..... » 306
2.2.1. - *Il* thrust *del M. Gabbia-M. Calvo* ..... » 307
2.2.1.1. - Tratto E-O, Termine-Col Maggio-Gole del Velino .... » 309
2.2.1.2. - Tratto N-S, Termine-Casaline ..... » 313
2.2.1.3. - *Thrust* esterno, Cagnano Amiterno-Borbona-Bacugno .. » 313
2.2.1.4. - Il *thrust* del M. Gabbia-M. Calvo e il pozzo Antrodoco1 ..... » 316
2.3. - Le strutture compressive nel dominio del Gran Sasso e della formazione della Laga ..... » 318
2.3.1. - *Struttura del M. Rua-San Vittorino* ..... » 319
2.3.2. - *Struttura del M. Marine-Marana-Ville di Fano* ..... » 319
2.3.3. - *Struttura del M. Mozzano-formazione della Laga* ..... » 320
3. - TETTONICA POST-OROGENICA ED ATTUALE ..... » 322
3.1. - La distensione nei M.ti Reatini ..... » 323
3.1.1. - *La faglia di F.so dei Cavalli* ..... » 323
3.1.2. - *La faglia di V.le Scura* ..... » 325
3.1.3. - *La faglia di V.le Rara* ..... » 325
3.1.4. - *La faglia Sigillo-Forca del Cupo* ..... » 325
3.1.5. - *La faglia di Leonessa e la conca di Leonessa/V.le di Favischio* .. » 326
3.1.6. - *La faglia del M. Boragine e la conca di Bacugno* ..... » 327
3.2. - La distensione nel dominio di piattaforma carbonatica laziale-abruzzese del M. Nuria e dei M.ti Giano-Gabbia ..... » 330
3.2.1. - *Il sistema di faglie fra M. Caola e Termine, la conca di Cascina* » 330
3.3. - La distensione nel dominio del Gran Sasso e della formazione della Laga ..... » 333
3.3.1. - *Il sistema dell'Alto Aterno* ..... » 333
3.3.1.1. - Le faglie di Capitignano e di S. Giovanni e il bacino di Montereale ..... » 334
3.3.1.2. - La faglia di M. Marine e il bacino di Pizzoli-Barete » 337

IX - EVOLUZIONE TETTONICO-SEDIMENTARIA ..... » 343

X - SISMICITÀ ..... » 355

XI - ELEMENTI DI GEOLOGIA APPLICATA ..... » 363
1. - FENOMENI DI DISSESTO ..... » 363
1.1. - Fenomeni franosi ..... » 363

PROGETTO CARG

1.2. - La DGPV di Villa Camponeschi ..... » 364
2. - IDROGEOLOGIA ..... » 365
3. - ATTIVITÀ ESTRATTIVE E DISCARICHE ..... » 368

BIBLIOGRAFIA ..... » 371

PROGETTO CARG

PROGETTO
CARG

Servizio Geologico d'Italia (2022) - *Note Illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000, F. 348 Antrodoco. ISPRA, Roma.*
DOI:10.15161/oar.it/143493

PROGETTO CARG

I - INTRODUZIONE

Il Foglio geologico 348 Antrodoco, sito in Appennino centrale, comprende una parte dei Monti Reatini ad O, la parte più occidentale della catena del Velino e del Gran Sasso nella zona centrale ed orientale e le propaggini meridionali dei Monti della Laga a N-NE. All'interno di queste strutture si individuano alcune conche intermontane, di cui le principali sono: 1) la conca di Leonessa; 2) la conca di Cittareale; 3) la conca di Bacugno; 4) la conca di Montereale; 5) la conca di Cascina; 6) la conca di Pizzoli.

Il Foglio è attraversato da N a S, nella sua porzione occidentale, dal fiume Velino, mentre in quella orientale, da NO verso SE, scorre il fiume Aterno.

L'area del Foglio ricade completamente all'interno del Foglio geologico alla scala 1:100.000 n°139 L'Aquila (Servizio Geologico d'Italia, 1955). Amministrativamente rientra in parte nella Regione Lazio (provincia di Rieti) ed in parte nella Regione Abruzzo (provincia di L'Aquila).

Il Foglio è stato realizzato dal Dipartimento per il Servizio Geologico d'Italia (ISPRA).

Coordinatore scientifico del Foglio e Direttore del Rilevamento del substrato è F. Capotorti (ISPRA), Direttore del Rilevamento del Quaternario è E. Chiarini (ISPRA).

I rilevamenti sono stati eseguiti alla scala 1:10.000 utilizzando le basi topografiche IGM alla scala 1:25.000, ingrandite.

Il rilevamento del substrato è stato effettuato da D. Berti, F. Capotorti, C. D'Ambrogi, R. Di Stefano, M. Marino, C. Muraro, P. Perini, V. Ricci e S. Silvestri.

Il rilevamento del Quaternario è stato eseguito da A. M. Blumetti, F. Capotorti, E. Chiarini, L. Guerrieri, E. La Posta, C. Muraro e F. Papasodaro.

Per il rilevamento, effettuato negli anni 2004-2015, sono state seguite le normative del Quaderno 1, s. III, (Servizio Geologico d'Italia, 1992) e successive

integrazioni. Per il rilevamento delle successioni carbonatiche sono state utilizzate le unità litostratigrafiche integrate con dati bio- e cronostratigrafici ed analisi di *facies*, mentre per le successioni silicoclastiche mioceniche, prevalentemente torbiditiche, sono state adottate le distinzioni di *facies* di Mutti & Ricci Lucchi (1972), Walker & Mutti (1973) e Mutti (1992), basate su: litologia, tessitura e composizione, rapporti percentuali degli strati (arenaria/pelite), spessore e geometria degli strati, strutture sedimentarie (Bouma, 1979), variazioni granulometriche all'interno degli strati. I depositi quaternari sono stati classificati sia utilizzando le *unconformity-bounded stratigraphic units* (UBSU) (Salvador, 1994) che le unità litostratigrafiche, come previsto dalle linee guida di riferimento (Servizio Geologico d'Italia, 1992; ISPRA, 2009b). Per i depositi privi di elementi di datazione e *markers* stratigrafici e per i depositi olocenici, sono state adottate unità prive di formali connotazioni stratigrafiche.

Le analisi biostratigrafiche, su oltre 6200 sezioni sottili, 850 *smear slides* e 110 lavati preparati da M. Cacopardo (ISPRA), sono state effettuate da R.M. Pichezzi (ISPRA) e M. Chiocchini, con la collaborazione di A. Cherchi e R. Romano e, per i macroforaminiferi, di A. Benedetti (Sapienza Università di Roma). Le analisi dei nannofossili sono state effettuate da M.G. Rossi e A. Fiorentino (ISPRA). Gli studi biostratigrafici sono stati interpretati secondo gli schemi biozonali citati nel § V.

Per le successioni quaternarie sono state analizzate e campionate alcune centinaia di sezioni naturali o di scavo, esaminati e campionati oltre 90 sondaggi, realizzati 7 nuovi sondaggi con profondità comprese fra 28 e 200 m, analizzati 220 lavati ed effettuate 20 prove granulometriche. Le analisi del paleomagnetismo di 13 sezioni stratigrafiche e 4 log di sondaggi sono state eseguite presso il Dipartimento di Scienze-Università di Roma Tre. Le analisi palinologiche (90) sono state effettuate presso il Dipartimento di Biologia Vegetale-Sapienza Università di Roma.

La redazione delle Note Illustrative e la revisione dei contributi sotto elencati sono a cura di F. Capotorti e E. Chiarini. I Titoli VI e VIII, stratigrafia del substrato e assetto tettonico, hanno usufruito dei contributi di D. Berti, C. D'Ambrogi, M. Marino, C. Muraro, F. Papasodaro, P. Perini, R.M. Pichezzi, V. Ricci, M.G. Rossi, S. Silvestri; il Titolo V, Cenni sugli schemi biostratigrafici e cronostratigrafici adottati, è a cura di M. Chiocchini, R.M. Pichezzi, M. Rossi e A. Benedetti; il Titolo VII, Stratigrafia dei depositi quaternari, è stato redatto con i contributi di A. Blumetti, L. Guerrieri, E. La Posta e F. Papasodaro; il paragrafo VII 2.1, Conca intermontana di Pizzoli-Barete, è a cura di F. Papasodaro; il capitolo VII 5, Conca intermontana di Leonessa, è a cura di A. Blumetti & L. Guerrieri; il Titolo X, sismicità, è a cura di A. Blumetti; il Capitolo XI 2, idrogeologia, è a cura di L. Martarelli; il Capitolo X 3, Attività estrattive e discariche, è a cura di G. Motteran e G. Ventura. Gli autori degli studi specialistici (paleomagnetismo, tefrostratigra-

PROGETTO CARG

fia e tefrocronologia, palinologia) sono riportati nelle Appendici 1, 2 e 3. L'informatizzazione dei Dati Geologici è stata effettuata, con il coordinamento di E. Chiarini, da E. Chiarini e C. Muraro (ISPRA), con il contributo di A. Collalti e D. Stromei della Regione Abruzzo per quanto riguarda la metà orientale del Foglio.

L'allestimento per la stampa è stato realizzato da T. Schvarcz e S. Falcetti (ISPRA).

Un doveroso e sentito ricordo va ai colleghi prematuramente scomparsi R. Di Stefano e P. Perini, a cui questo Foglio è dedicato.

PROGETTO CARG

PROGETTO
CARG

II - STUDI PRECEDENTI

Nel seguito sono brevemente elencati i lavori di significato storico che riguardano il settore di catena entro cui ricade il F. Antrodoco, alcuni dei quali hanno contribuito in misura sostanziale alla definizione stratigrafica e tettonica dell'area. Per i lavori di argomento più in generale di tipo geologico regionale, bio-litostratigrafico e strutturale, non inclusi in questo capitolo, si rimanda alle innumerevoli citazioni riportate nei capitoli successivi.

Fra i primi autori che storicamente hanno contribuito alla definizione ed alla prima caratterizzazione delle *facies* Umbro-Sabina e Laziale-Abruzzese devono essere ricordati Sacco (1907), Lotti (1906; 1926), Lotti & Crema (1927) e Renz (1936;1951). Essi definiscono le differenze, l'estensione geografica e la zona di passaggio (anche dal punto di vista tettonico) fra le due *facies*. Nel lavoro di Lotti del 1926 è anche descritto l'assetto tettonico dell'area Umbra, evidenziando tra l'altro la "*faglia inversa*" che sovrappone il *Calcare Massiccio* sulla successione *Maiolica-Scaglia Rossa* al M. Tolentino, con la sinclinale ribaltata nel letto.

Successivamente l'area è stata interessata dai rilevamenti del F. 139 L'Aquila della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:100.000 (Servizio Geologico d'Italia, 1955), dove comincia ad essere definita la litostratigrafia nei termini attuali e sono delineate la grande piega-faglia con sovrascorrimenti al margine orientale dell'Appennino calcareo in *facies* umbra ed altre pieghe-faglie e sovrascorrimenti all'interno dello stesso Dominio. Inoltre, nella stessa carta è cartografato il sovrascorrimento del M. Gabbia-M. Calvo che va esaurendosi nel suo tratto più occidentale.

Fra le carte geologiche di estensione regionale che hanno successivamente contribuito alle conoscenze del settore dell'Appennino centrale entro cui ricade il

PROGETTO CARG

F. Antrodoco vanno menzionate quelle di Accordi & Carbone (1988), Vezzani & Ghisetti (1998), Vezzani *et alii* (1994) e Festa & Piana (2003).

Fra la cartografia geologica strettamente relativa a tutto o a porzioni del F. Antrodoco, occorre ricordare quella di Centamore *et alii* (1991b, c), di Capotorti (1993), Capotorti *et alii* (1995b). In particolare, Centamore *et alii* (1991b) pubblicano una carta geologica che copre tutta l'area del bacino della Laga, nonché parte dei rilievi carbonatici circostanti, alcuni ricadenti nel F. Antrodoco.

Per ciò che riguarda l'assetto stratigrafico e strutturale di formazioni o parte di successioni che interessano il Foglio, i lavori pubblicati sono molto numerosi. Le caratteristiche stratigrafiche, sedimentologiche ed evolutive delle successioni sedimentarie giurassiche di bacino sono consultabili nei lavori di Farinacci (1967), Colacicchi *et alii* (1970), Centamore *et alii* (1971), Farinacci *et alii* (1981), Cresta *et alii* (1988), Damiani *et alii* (1991), Santantonio (1993, 1994), Santantonio & Galluzzo (1996), Gill & Santantonio (1996), Bartolini & Cecca (1999), Santantonio *et alii* (2002), Galluzzo & Santantonio (2002), Morettini *et alii* (2002), Gill *et alii* (2004), Ciarapica & Passeri (2005), Marino & Santantonio (2010), Santantonio & Carminati (2011), fra cui spiccano in particolare i lavori di Santantonio *et alii* che trattano di ambienti di PCP (*Pelagic-Carbonate-Platform*).

Significato e provenienza delle torbiditi carbonatiche entro la *Scaglia Rossa* sono stati analizzati da Baldanza *et alii* (1982), Colacicchi *et alii* (1985, 1986), Colacicchi & Baldanza (1986), Monaco *et alii* (1987), Capuano *et alii* (1988) e Monaco (1989).

Le successioni mioceniche di rampa, con la loro caratterizzazione di *facies* e il loro contesto deposizionale, sono state trattate in particolar modo da Brandano & Corda (2002), Corda & Brandano (2003), Barbieri *et alii* (2003-2004), Carminati *et alii* (2007), Brandano *et alii* (2017).

Lo studio degli eventi anossici verificatisi nel Mesozoico, divenuti importanti livelli guida nella successione sedimentaria sia di piattaforma che di bacino, è riportato nei lavori di Jenkyns (1985, 1988, 1991,), Farrimond *et alii* (1990), Bucefalo Palliani & Mattioli (1994), Coccioni & Galeotti (2003), Woodfine *et alii* (2008), Trecalli (2012).

Particolarmente studiato in passato è stato il bacino della Laga (la cui terminazione meridionale ricade nel Foglio), nei suoi aspetti stratigrafici e sedimentologici e per le sue caratteristiche strutturali ed evolutive. Un elenco di lavori su questo argomento, non totalmente esaustivo, è costituito dalle pubblicazioni di Ricci Lucchi & Parea (1973), Cantalamessa *et alii* (1980, 1981), Centamore *et alii* (1978, 1990, 1991a), Corda & Morelli (1996), Milli *et alii* (2007), Bigi *et alii* (1999, 2008, 2009, 2011), Artoni (2003) e Marini *et alii* (2011).

Lo studio delle caratteristiche stratigrafiche e i rapporti fra tettonica e sedimentazione dei terreni affioranti nel F. Antrodoco sono stati affrontati nei lavori

PROGETTO CARG

di Masi *et alii* (1995), che tratta delle dolomie triassiche affioranti presso Antrodoco, di Capotorti *et alii* (1991a, b; 1995a, b), che trattano principalmente della porzione di piattaforma carbonatica presente nel Foglio e di Dela Pierre (1992, 1994), Capotorti (1993) e Capotorti & Muraro (2021) che illustrano rispettivamente le problematiche relative all'annegamento di tale piattaforma nel Cretacico e quelle legate al temporaneo annegamento della piattaforma del M. Giano nel Giurassico medio.

Alla paleotettonica giurassica e conseguente formazione ed evoluzione delle PCP e dei loro bacini circostanti all'interno del Dominio Umbro-Marchigiano-Sabino sono dedicati i lavori di Bice & Stewart (1990), Marchegiani *et alii* (1999), il quale tratta anche specificatamente della tettonica sinsedimentaria cretacica, Carminati & Santantonio (2005) e Carminati *et alii* (2013). Per ciò che riguarda alcune strutture tettoniche particolari, legate sempre all'azione della tettonica sinsedimentaria giurassica di *rifting* e *post-rifting,* sono dedicati i lavori di Romano (1995), per la PCP del M. Boragine, e di Capotorti & Muraro (2021), per la PCP del M. Giano. Alla tettonica sinsedimentaria cretacico-paleogenica e alla conseguente interazione tettonica/sedimentazione nella *Scaglia* sono dedicati i lavori di Baldanza *et alii* (1982) e Chan *et alii* (1985), mentre Winter & Tapponnier (1991) trattano dell'estensione post-giurassica e pre-miocenica in Italia centrale.

Negli ultimi decenni innumerevoli sono i lavori riguardanti l'assetto tettonico e l'evoluzione geodinamica dell'area dell'Appennino entro cui ricade il F. Antrodoco. Fra i principali che hanno trattato delle geometrie, della cinematica e dei modelli deformativi di questa parte della catena nella sua evoluzione pre-quaternaria possono essere citati: Parotto & Praturlon (1975), Koopman (1983), Boccaletti *et alii* (1983 e 1986), Calamita & Deiana (1981, 1988a,b), Lavecchia *et alii* (1988), Calamita (1990), Cosentino & Parotto (1991), Cosentino *et alii* (1991, 2010), Patacca *et alii* (1991), Tavarnelli (1993, 1994), Mattei *et alii* (1993, 1995), Ghisetti *et alii* (1994), Cipollari *et alii* (1995), Cipollari & Cosentino (1995 a, b), Calamita *et alii* (1995c), Calamita & Pierantoni (1995), Deiana *et alii* (1995), Vecchia (1995, 1996), Alberti *et alii* (1996), Pierantoni (1997), Festa (1999, 2002), Pierantoni *et alii* (2005, 2013), Mazzoli *et alii* (2005), Centamore & Rossi (2009), Billi & Tiberti (2009).

Vari sono stati i tentativi fatti in passato di produrre sezioni bilanciate in quest'area di catena per calcolarne i relativi tassi di raccorciamento, spesso però basati sull'interpretazione di linee sismiche di bassa qualità. Fra questi vanno citati i lavori di Bally *et alii* (1986), Barchi *et alii* (1988), Barchi (1991) e Corrado *et alii* (1995).

Il principale sovrascorrimento presente nel Foglio Antrodoco, conosciuto in letteratura come *linea Olevano-Antrodoco-Monti Sibillini* (OAS) ed in passato come *linea Ancona-Anzio*, è stato descritto e studiato, in tutto o in parte, in innumerevoli lavori, spesso non in accordo fra loro sulle geometrie, sullo stile deformativo e

PROGETTO CARG

sull'evoluzione cinematica. Fra i principali lavori possono essere citati quelli storici di Migliorini (1950) e di Scarsella (1951); il primo afferma che il lineamento definito come congiungente Ancona-Anzio è elemento di separazione tra l'Appennino occidentale e l'Appennino orientale, ciascuno con propri caratteri geologici e morfologici; il secondo evidenzia il significato esclusivamente tettonico della linea OAS, lungo la quale i terreni stratigraficamente più bassi della successione Umbro-Marchigiana (calcari mesozoici) sono rovesciati, coricati e sovrascorsi sui terreni più alti della stessa successione (*Scaglia, formazione marnoso-arenacea*; molasse del Miocene sup.). Numerosi sono i lavori incentrati sulla caratterizzazione geometrica e geodinamica della linea OAS: Dallan-Nardi *et alii* (1971), Coli (1976, 1981), Castellarin *et alii* (1978, 1982), Cantelli *et alii* (1978, 1982), Salvini & Vittori (1982), Di Filippo & Toro (1982b), Sgrosso (1986a), Cavinato *et alii* (1986), Cipollari & Cosentino (1991), Bigi *et alii* (1991), Capotorti & Mariotti (1991), Calamita *et alii* (1987, 2012a,b), Turtù *et alii* (2013).

Un altro importante elemento tettonico ipotizzato nel F. Antrodoco è la *Laga Detachment Zone*, un esteso scollamento tettonico alla base della successione miocenica Umbro-Marchigiana. Tale elemento, inizialmente ipotizzato da Koopman (1983) e poi ripreso da Mazzoli *et alii* (2005), interessa una vasta area dell'Appennino centrale ed è stato considerato anche da De Feyter & Delle Rose (2002) riferendosi al ruolo di tale scollamento in aree più specifiche del Foglio, come quella di M. Marine.

Ulteriori dati utili alla realizzazione del F. Antrodoco sono derivati dalla consultazione dei pozzi AGIP Antrodoco1 e Varoni, illustrati rispettivamente in Martinis & Pieri (1964) e AGIP (1959 e 1988). I dati del pozzo Antrodoco1 sono stati in seguito utilizzati per ricostruire la configurazione tettonica dell'area del fronte di sovrascorrimento del M. Gabbia-M. Calvo, ipotizzarne l'andamento in profondità e calcolarne il rigetto, come specificatamente illustrato nei lavori di Parotto & Praturlon (1975), Piana (1991, 1992, 1995), Salvucci (1995), Vecchia (1996), De Feyter & Delle Rose (2002) e più in generale in Bally *et alii* (1986) e Ghisetti & Vezzani (1988), che lo inseriscono all'interno di transetti molto più estesi lungo l'Appennino centrale. I dati derivanti invece dalla perforazione AGIP del pozzo Varoni, ubicato appena al di fuori del limite N del foglio, sono stati utilizzati da Di Bucci *et alii* (2021) e Buttinelli *et alii* (2021) per la ricostruzione in 3D (Progetto RETRACE-3D) e la caratterizzazione tettonica di una vasta area entro cui ricade il F. Antrodoco.

Un argomento di notevole peso trattato in queste N.I. è la definizione del ruolo e la caratterizzazione strutturale degli elementi tettonici distensivi pre- e sin-orogeni (dal Giurassico inf. al Miocene sup.) e della loro influenza nella successiva tettonica compressiva mio-pliocenica. Su questo argomento molti sono gli studi fatti in Appennino centrale o i lavori modellistici a cui si è fatto riferimento, come quelli di Alberti *et alii* (1996), Tavarnelli (1996a, 1996b, 1999), Marchegiani

PROGETTO CARG

et alii (1997, 1999), Calamita *et alii* (1998, 2003, 2009, 2011, 2018), Pizzi & Scisciani (2000), Mazzoli *et alii* (2002), Bigi & Costa Pisani (2002, 2003, 2005), De Paola *et alii* (2006), Di Domenica *et alii* (2008, 2012, 2014), Bonini *et alii* (2015) e Buttinelli *et alii* (2021).

Alcuni lavori hanno trattato ancora più specificatamente di faglie sinsedimentarie mioceniche presenti all'interno del F. Antrodoco, o prossime ad esso, come quelli di Bigi & Costa Pisani (2002, 2003).

Per ciò che riguarda la tettonica distensiva post-compressiva, quaternaria ed attuale dell'Appennino centrale, si possono citare i lavori di Calamita *et alii* (1994b, 1995a, b), Bigi *et alii* (1995c), Cello *et alii* (1995), Galadini & Galli (2000), Galadini *et alii* (2000), Galadini & Messina (2001).

Cello *et alii* (1997, 1998) analizzano il legame fra l'area di massimo danneggiamento dei terremoti del 1703 ed il *pattern* superficiale del sistema di faglie tardo-quaternarie che si estende fra l'Aquila e Norcia, espressione superficiale di una zona di taglio crostale attiva. Bigi *et alii* (1995b) definiscono le principali linee tettoniche responsabili dello sviluppo delle piccole conche intermontane del settore compreso fra le valli del Velino e dell'Aterno.

Di particolare rilievo è il lavoro di D'Agostino *et alii* (2001) sugli effetti combinati di sollevamento regionale ed estensione crostale, che evidenzia il ruolo principale di controllo delle faglie normali, e del *tilting* ad esse associato, sui *pattern* di drenaggio e sulla distribuzione delle *facies* sedimentarie.

Pierantoni *et alii* (2017), in antitesi rispetto alle ipotesi più accreditate, attribuiscono il ruolo di struttura sismogenetica principale, responsabile della sequenza sismica dell'Aquila del 2009, ad una zona di taglio fragile ad alto angolo, con immersione NE, cinematica transtensiva sinistra ed estensione regionale (Sistema di faglie di Celano-Cittareale, CCFS), che attraversa diagonalmente tutta l'area del F. Antrodoco.

Recentemente Cortinovis *et alii* (2018) e La Valle (2019) nella zona di faglia di M. Marine analizzano la distribuzione delle rocce di faglia e la complessità strutturale dei vari settori legata alla presenza di faglie ereditate.

Nei numerosi lavori pionieristici (Verri, 1879, 1882, 1883; Lotti, 1906), sulla geologia della conca reatina e aquilana, delle valli del Salto, del Turano, del Velino e dell'Aterno, si rinvengono le prime informazioni sulle successioni quaternarie dei tratti montani delle valli del Velino e dell'Aterno, compresi nel Foglio. Verri (1883) ricostruisce l'impostazione dei paleocorsi del Velino, del Salto e del Turano e la successiva evoluzione del Velino nella conca di Rieti e all'interno della sua vallata.

Moderni (1900) descrive i depositi quaternari del bacino di Leonessa e le vulcaniti in essi intercalate, che riferisce ai vulcani romani. Segnala inoltre la presenza di terreni quaternari fra Cittareale e Bacugno, nella Valle del Velino. Sacco (1907) stabilisce una successione per i terreni *diluviali* Pleistocenici della conca

PROGETTO CARG

di Leonessa,e descrive i terreni alluvionali del Pleistocene del bacino di Pizzoli, nella Valle del Fiume Aterno.

Scarsella (1951) segnala la presenza delle faglie normali subverticali di Leonessa, Pizzoli e Capitignano.

La Ge.Mi.Na (1963) effettua indagini geominerarie per lo sfruttamento di torbe e ligniti presenti nel sottosuolo delle conche di Leonessa e di L'Aquila-Scoppito, definendo la successione di riempimento dei due bacini.

Marini (1967) tenta una ricostruzione del lago pleistocenico della conca dell'Aquila, che lambiva i territori di Pizzoli e San Pelino.

Demangeot (1952, 1965) e Raffy (1979) sviluppano interessanti considerazioni sull'origine e l'evoluzione dei bacini intermontani del Foglio.

Bosi (1975) fornisce il primo studio sistematico della tettonica quaternaria dell'area, distinguendo le faglie attive essenzialmente sulla base della loro espressione morfologica.

A partire dagli anni '80 numerosi lavori approfondiscono le tematiche stratigrafiche e strutturali riguardanti le conche quaternarie.

Per quanto concerne il settore laziale alcuni studi multidisciplinari sulle successioni di riempimento della conca di Rieti (Cavinato *et alii*, 1989; Esu & Girotti, 1991; Barberi & Cavinato, 1992; Cavinato, 1993; Calderoni *et alii*, 1994) e sui depositi terrazzati della media e bassa Valle del Velino (Carrara *et alii*, 1992; Brunamonte *et alii*, 1992) forniscono dati importanti per la ricostruzione dell'evoluzione quaternaria dell'intera area.

Fubelli *et alii* (2014) interpretano lo sviluppo dei reticoli idrografici dell'area in relazione all'attività dei sistemi di faglie bordiere.

Soligo *et alii* (2002), mediante datazioni U/Th, precisano l'inquadramento cronologico degli eventi deposizionali che hanno dato luogo, fra il Pleistocene sup. e l'Olocene, ai travertini e ai *calcareous tufa* della Valle del Velino.

Per quanto riguarda il bacino intermontano di Leonessa, Michetti & Serva (1991) tentano una valutazione del potenziale sismogenetico della faglia bordiera; Raglione *et alii* (2002) caratterizzano le unità stratigrafiche quaternarie sulla base della copertura pedogenetica. Fubelli *et alii* (2009) studiano nel dettaglio la stratigrafia e l'evoluzione plio-quaternaria; Skrame & Di Filippo (2015) ricostruiscono le geometrie profonde del riempimento sedimentario del bacino.

Federici (1978) e più di recente di Jaurand (1998) e Giraudi (1998) studiano il glacialismo del M. Terminillo. Angelini *et alii* (2004) sviluppano una dettagliata cartografia geomorfologica dell'area del Terminillo.

Vari autori con un approccio prevalentemente geomorfologico hanno apportato contributi alla conoscenza dell'evoluzione tettonica plio-quaternaria dell'area del Foglio, in relazione a sollevamento e tettonica, fra cui Currado *et alii* (2002) e Galadini *et alii* (2003). In particolare gli studi di Coltorti & Pieruccini (2000, 2002), cui fanno riferimento anche i lavori di Pizzi & Scisciani (2000)

PROGETTO CARG

e Pizzi *et alii* (2002), sono dedicati all'ipotesi di formazione nel Pliocene inf. di una estesa superficie planare, considerata da geomorfologi e quaternaristi elemento di riferimento per il riconoscimento dei rigetti delle faglie distensive quaternarie in Appennino.

L'alta Valle dell'Aterno, in particolare l'area del bacino di Pizzoli-Barete, è stata oggetto di numerosi lavori a carattere stratigrafico, geomorfologico, strutturale e soprattutto paleosismologico finalizzati allo studio delle dislocazioni quaternarie dei sistemi di faglie (Blumetti, 1995; Cacciuni *et alii*, 1995; Bagnaia *et alii*, 1996; Blumetti *et alii*, 1996; Basili *et alii* 1999; Basili, 1999; Galadini & Galli, 2000; Galadini & Messina, 2001, 2004; Moro *et alii*, 2002, 2016; Blumetti & Guerrieri, 2007, Galli *et alii*, 2011; Lavecchia *et alii*, 2012; Civico *et alii*, 2016; Cinti *et alii*, 2018).

Blumetti (1995) e Galadini & Galli (2000) per primi indicano il sistema dell'Alta Valle dell'Aterno come sorgente del terremoto del 2 febbraio 1703.

Basili *et alii* (1999), nell'area tra il M. Gabbia e Paganica, identificano 7 ordini di superfici relitte, riconoscono nella valle dell'Aterno le strutture tettoniche ad attività recente ed individuano nella faglia di M. Marine, lunga circa 15 km, quella con attività più marcata.

Alla fine degli anni Novanta il progetto di Cartografia geologica prototipale dà l'avvio ad una serie di lavori che apportano un contributo significativo alla conoscenza della conca di Pizzoli e forniscono importanti vincoli cronologici per gli eventi sedimentari più antichi (Moro *et alii*, 2002; Messina *et alii*, 2001; Messina *et alii*, 2003; Bosi *et alii*, 2003).

Moro *et alii* (2002, 2016) e Galli *et alii* (2011) documentano l'attività in tempi storici della faglia del M. Marine; Cinti *et alii* (2018) esaminano l'attività in tempi storici della faglia di San Giovanni.

Chiarini *et alii* (2014), in un lavoro multidisciplinare, delineano le tappe dell'evoluzione quaternaria del bacino di Montereale in relazione all'attività delle strutture tettoniche e alle modificazioni della rete idrografica.

Geurts *et alii* (2020) analizzano l'evoluzione del sistema idrografico del Fiume Aterno a scala regionale, riconoscendo un ruolo di importanza comparabile a quella dei fattori climatici e tettonici alla naturale, progressiva integrazione del reticolo di drenaggio, regolata dall'equilibrio fra apporti idrici, sedimentari e subsidenza tettonica e in alcuni casi innescata dalla tracimazione dei bacini lacustri.

PROGETTO CARG

PROGETTO
CARG

PROGETTO

III - INQUADRAMENTO GEOLOGICO

Il F. 348 Antrodoco ricopre diversi Domini paleogeografici dell'Appennino centrale, nella zona di incontro tra l'estremo settore NO del Dominio neritico della piattaforma Laziale-Abruzzese (LAP), quello pelagico Umbro-Marchigiano-Sabino (UMS) e la relativa fascia di transizione (Scarsella, 1951). Nello specifico lo spigolo NO della LAP, affiorante nella parte centro-meridionale del Foglio, è confinato ad O dai terreni di transizione appartenenti al UMS (M.ti Reatini) e a N-NE dai terreni di transizione del Dominio del Gran Sasso (GS) (Fig. 85). La zona NE del Foglio è contraddistinta da depositi silicoclastici appartenenti al Dominio della Laga, testimoni dell'evoluzione ad avanfossa sia del GS che della LAP (Fig. 85).

Le linee di separazione fra questi diversi Domini sono in buona parte marcate da importanti motivi tettonici compressivi neogenici che hanno ripreso le precedenti linee distensive di separazione piattaforma-bacino, sviluppatesi a partire dal Giurassico inf. a causa del *rifting* tetideo (Castellarin *et alii*, 1978) e riattivate in diversi intervalli temporali fino all'Eocene o al Miocene.

La principale separazione compressiva fra detti Domini è attualmente la linea Olevano-Antrodoco-Monti Sibillini (OAS) (Coli, 1981; Salvini & Vittori, 1982; Cavinato *et alii*, 1986; Calamita *et alii*, 1987) che attraversa tutto il Foglio sul suo lato occidentale, con direzione NNE-SSO. È un sovrascorrimento che fa parte dell'ampio arco tettonico dell'Appennino settentrionale, di cui rappresenta la rampa laterale SE con movimento transpressivo destro (Coli, 1981; Bally *et alii,* 1986; Calamita *et alii*, 1987 e 1995b). La linea OAS, in realtà inviluppo di più accavallamenti E-vergenti, nel F. Antrodoco sovrappone i terreni di scarpata/bacino dell'UMS, a O, su quelli miocenici della LAP, a SE e su quelli di scarpata/bacino del GS, a NE (Fig. 6 e Fig. 85). La linea OAS probabilmente insiste in

profondità su di una precedente fascia distensiva (o inverte tutto il piano per Di Domenica *et alii* 2012, Turtù *et alii* 2013 e Calamita *et alii* 2012a, b) legata al *rifting* giurassico, la *Linea Ancona-Anzio Auct.,* di separazione fra i due primi Domini (Migliorini, 1950; Bernoulli, 1967; Castellarin *et alii*, 1978 e 1982; Cavinato *et alii,* 1986), invertendone i rapporti strutturali e topografici. La distensione *pre-thrusting,* insieme al probabile meccanismo di deformazione compressiva per *syncronous-thrusting,* sono anche la principale causa dei frequenti anomali sovrascorrimenti, apparentemente fuori sequenza o *younger-on-older*, che nei M.ti Reatini si ritrovano all'interno della pila tettonica di accavallamenti ad O della linea OAS.

Una seconda linea di separazione fra gli antichi Domini è rappresentata per molti autori dal sovrascorrimento, a forma di arco NE-vergente, del M. Gabbia-M. Calvo (Centamore *et alii,* 1991b; Vezzani *et alii*, 1994; Capotorti *et alii*, 1995b; Salvucci, 1995). Questo *thrust* riprenderebbe a grandi linee l'originale separazione fra la UAP, a S-SO, e il GS, a N-NE (Fig. 85); separazione sviluppatasi anch'essa nel Giurassico inf. durante il *rifting* tetideo (Castellarin *et alii*, 1978) e poi tettonicamente ripresa e complicata durante l'annegamento di questa parte della LAP nel Cretacico sup. e nel Paleogene (§ VI 3.19.). Il rigetto orizzontale di tale *thrust* e la sua stessa presenza in affioramento nella sua porzione occidentale è però poco chiara. Lungo il suo inviluppo, infatti, mentre sul lato E ed al vertice NE dell'arco si evince sicuramente un contatto tettonico fra l'unità di piattaforma/piattaforma annegata del M. Giano-M. Gabbia (a SO) con l'unità di transizione del Gran Sasso (a NE), nella parte più occidentale dell'arco (fra Collicello e le Gole del Velino) non si assiste ad un contatto tettonico fra questi due Domini (come invece in Centamore *et alii,* 1991c e Salvucci, 1995), ma piuttosto si rileva un passaggio stratigrafico dalla successione di piattaforma/piattaforma annegata, del Cretacico/Paleogene, ai successivi termini di rampa miocenici (Capotorti, 1993; Piana, 1995). Non è escluso che in questo tratto il *thrust* diventi cieco o si sviluppi in profondità lungo la cosiddetta *Laga detachment zone* (Koopman, 1983) (§ VIII 2.2.1.1.) o, in alternativa, che diminuisca di rigetto e si trasferisca all'interno dei termini oligo-miocenici comuni ad entrambe le successioni di piattaforma/piattaforma annegata e di transizione (§ VI 5.). Va anche considerato che con le spinte compressive verso NE il relativo sovrascorrimento SO-immergente ha tagliato e ruotato i precedenti *pattern* di faglie distensive sinsedimentarie ad immersione in gran parte opposta od obliqua. Ciò differenzia questa area da quella precedentemente descritta dei M.ti Reatini, dove i sovrascorrimenti verso NE (linea OAS) hanno potuto invertire in traspressione le paleolinee distensive giurassiche immergenti pure ad O (Di Domenica *et alii*, 2012; Calamita *et alii*, 2012a, b). Quindi si può solo ipotizzare che l'antico limite giurassico fra LAP e GS sia attualmente sepolto sotto i termini cenozoici lungo l'allineamento Posta-Borbona-Cesaproba (come già ipotizzato da Scarsella, 1951) e sarebbe poco dislocato dalla tettoni-

PROGETTO CARG

ca compressiva neogenica. Le incertezze sopra descritte sul sovrascorrimento M. Gabbia-M. Calvo si riflettono anche sull'interpretazione paleoambientale dei terreni cretacici di bacino/transizione ritrovati al di sotto delle evaporiti triassiche al fondo del pozzo ENI Antrodoco1 (§ VIII 2.2.1.4), 12 km a SO del fronte del *thrust*.

Una terza linea di separazione fra i diversi Domini presenti nel F. Antrodoco è costituita dal *thrust* del M. Mozzano (§ VIII 2.3.3.), che rappresenta la prosecuzione occidentale del *thrust* ad arco fuori sequenza del Gran Sasso. Il *thrust* del Gran Sasso porta il Dominio di transizione omonimo a sovrascorrere verso N sui termini torbiditici del Dominio della Laga (unità Acquasanta/flysch della Laga *auctorum,* Centamore *et alii,* 1991b). Nel F. Antrodoco il *thrust* del M. Mozzano è in gran parte nascosto al di sotto dei sedimenti quaternari della conca di Montereale ed anche in questo caso la prosecuzione verso occidente non è chiara (Fig. 85). L'ipotesi più accreditata è che il *thrust* diminuisca il suo rigetto e si trasferisca a livelli stratigrafici superiori per poi proseguire, con rotazione in senso meridiano, all'interno della stessa *formazione della Laga* lungo l'allineamento Aringo-Cornelle (Centamore *et alii*, 1991b).

Di conseguenza si evince che nel F. Antrodoco non sempre sono evidenti gli attuali limiti strutturali di separazione fra i diversi Domini paleogeografici (§ VIII 1.) e per questo motivo esso non è facilmente divisibile in classiche Unità strutturali, per definizione delimitate da sovrascorrimenti e linee tettoniche di importanza regionale, quindi ben definibili. La Fig. 85, riportata in Carta come elemento a cornice, è comunque un tentativo di divisione del Foglio in Domini e Unità strutturali pur con le limitazioni sopra descritte.

La Fig. 6, pure riportata in Carta come elemento a cornice, illustra invece la divisione del Foglio secondo un approccio stratigrafico, con aree contraddistinte da successioni stratigrafiche omogenee. Si noti come le suddivisioni delle aree non sempre coincidono con lo schema di Fig. 85, specialmente perché i limiti tettonici delle Unità strutturali, già a luoghi poco chiari, non sempre separano successioni diverse ed in particolare i termini miocenici affioranti nel Foglio sono quasi sempre comuni e simili per tutte le unità tettoniche e successioni stratigrafiche considerate.

Nella descrizione che segue, per inquadrare il Foglio nel contesto geologico dell'Appennino centrale, esso è stato suddiviso per aree geografiche aventi specifiche ed univoche caratteristiche litostratigrafiche e strutturali ed una loro particolare evoluzione stratigrafica e tettonica. In base a ciò sono state distinte cinque aree principali. Dalla più interna, generalmente in posizione strutturale più elevata, alla più esterna, e più bassa strutturalmente, tali aree sono: Area dei Monti Reatini, Area del Monte Nuria, Area del Monte Giano-Monte Gabbia, Area dei Monti Rua-Marine-Mozzano, Area della *formazione della Laga*.

L'Area dei Monti Reatini occupa tutta la parte occidentale del Foglio e può essere considerata come un classico dominio strutturale (§ VIII 2.1.) in quanto

PROGETTO CARG

è delimitata verso E dalla linea di sovrascorrimento OAS. L'Area fa parte del Domino UMS ed è costituita da un'iniziale successione di paleo-piattaforma carbonatica del Triassico sup.-Giurassico basale cui si sovrappone una successione di scarpata/bacino fino al Miocene medio, sviluppatasi ad O della *Linea Ancona-Anzio*. Questa successione è costituita da calcari e calcari marnosi micritici più o meno selciferi, marne e diaspri, con intercalazioni detritiche, in genere più frequenti spostandosi verso la LAP posta ad E. Successioni sedimentarie condensate e lacunose si hanno in corrispondenza delle piattaforme carbonatiche pelagiche isolatesi nel Giurassico a seguito del *rifting* tetideo (PCP *sensu* Santantonio, 1994), fra cui spiccano i paleo-alti del M. di Cambio e del M. Boragine. Queste successioni sono caratterizzate, nella porzione pelagica basale, da *facies* carbonatiche condensate, di spessore variabile da pochi metri a poche decine di metri, che coprono un intervallo stratigrafico compreso tra il Pliensbachiano ed il Titoniano.

Le successioni affioranti nell'Area dei Monti Reatini si ritrovano attualmente sovrascorse, lungo la linea OAS, sulle successioni presenti in tutte le altre aree del Foglio.

L'Area del Monte Nuria ricade in gran parte nel limitrofo F. 358 Pescorocchiano (unità M. Nuria-M.S. Rocco) ed è presente nel F. Antrodoco solo in prossimità dello spigolo sud-occidentale. In questa area affiora una successione carbonatica di piattaforma interna del Cretacico sup., annegata a partire dal Coniaciano/Santoniano con conseguente sviluppo di *facies* condensate pelagiche. La successione termina con depositi di rampa carbonatica del Miocene e con il flysch di Antrodoco (facente parte dell'*unità arenaceo-pelitica*), un deposito torbiditico del Messiniano inf. probabilmente confinato durante la sua deposizione dall'azione di una importante paleofaglia distensiva *early-orogenic* alto-tortoniana (faglia di Antrodoco, § VIII 1.4.5.). Questo flysch, pur simile e coevo alla porzione basale della *formazione della Laga*, rappresenta specificatamente l'evoluzione ad avanfossa della successione di questa Area e secondo alcuni autori è ricollegabile al più esteso flysch della Valle del Salto/Val Roveto (Centamore & Dramis, 2010; Vezzani & Ghisetti, 1998).

L'Area del Monte Nuria è in contatto a N-NE con l'Area del Monte Giano-Monte Gabbia tramite la suddetta faglia di Antrodoco e ad O con l'Area dei Monti Reatini attraverso la linea OAS.

L'Area del Monte Giano-Monte Gabbia corrisponde all'estremità nord-occidentale della LAP e occupa la parte centro-meridionale del Foglio, collegandosi all'unità tettonica M. Calvo-M. La Rocca individuata nel F. 358 Pescorocchiano. Confina con l'Area dei Monti Reatini ad E e con l'Area del Monte Nuria a S, rispettivamente attraverso la linea OAS e la faglia di Antrodoco, mentre verso NE ed E si ritrova in buona parte sovrascorsa sull'Area dei Monti Rua-Marine-Mozzano attraverso il *thrust* del M. Gabbia-M. Calvo, come prima specificato con modalità e rigetti differenti lungo il suo sviluppo.

PROGETTO CARG

Tale area è caratterizzata da una successione sedimentaria con una complessa storia evolutiva. Dal Triassico sup. fino al Bajociano *p.p.* si hanno sedimenti di *sabkha*-piattaforma interna e rampa prossimale, temporaneamente annegati in quest'ultimo periodo con sviluppo di una paleo-topografia probabilmente simile alle PCP (§ VI 3.7.), cui segue una lunga stasi di sedimentazione fino al Kimmeridgiano *p.p.* Successivamente si assiste ad una ri-progradazione da S della piattaforma carbonatica, con sviluppo di *facies* da *slope*/marginali a retromargine/laguna fino al Cenomaniano *p.p.* per poi assistere, dopo un nuovo *hiatus* sedimentario/erosivo più o meno esteso, al definitivo annegamento di quest'area a partire dal Turoniano inf. Da questo momento si sviluppano, fino a tutto il Paleogene (§ VI 3.19.), *facies* con spessori molto variabili di piattaforma pelagica e *slope s.l.,* rappresentate dalla *scaglia condensata*, *scaglia detritica*, *Scaglia Rossa*, *scaglia variegata* e *Scaglia Cinerea*. Nell'Oligocene-Miocene il fondale marino si stabilizza e si instaura una generale sedimentazione di rampa carbonatica più o meno distale, condizionata principalmente dall'eredità della precedente paleotopografia e dai cicli eustatici di secondo e terzo ordine.

L'Area dei Monti Rua-Marine-Mozzano, caratterizzata da depositi di transizione piattaforma/bacino del GS, si estende principalmente nella parte centro-orientale del Foglio e si ricollega all'unità tettonica M. La Torretta individuata nel F. 358 Pescorocchiano e all'unità Gran Sasso nel F. 349 Gran Sasso. La natura ed evoluzione della sua successione sedimentaria sono simili a quelle della successione Umbro-Sabina dell'area dei Monti Reatini; le *facies* però, sono ancor più caratterizzate dalla presenza di risedimenti all'interno delle formazioni pelagiche calcareo-marnose-argillose. Nel F. Antrodoco in quest'area affiorano formazioni dal Giurassico inf. al Miocene ed è presente, presso M. Marine, una PCP giurassica a sedimentazione condensata. I termini carbonatici meso-cenozoici affioranti passano superiormente alle arenarie torbiditiche messiniane di avanfossa della *formazione della Laga* sia stratigraficamente (in genere verso NO per il *plunging* delle strutture) che attraverso il *thrust* del M. Mozzano-Gran Sasso (§ VIII 2.3.) (verso N-NE).

A differenza di quanto riportato nello schema strutturale di Centamore *et alii* (1991b), ed in accordo con Piana (1995), non rientrano in quest'area i depositi affioranti lungo la media valle del Fiume Velino, da Posta fino ad Antrodoco, che essendo termini di piattaforma/piattaforma annegata sono stati compresi nella successione stratigrafica dell'Area del Monte Giano-Monte Gabbia. Di questa area fa invece parte il crinale di C.le Ara Grande (visibile in Fig. 103), ad O di Posta, in passato considerato facente parte della successione dei Monti Reatini (tranne che in Deiana *et alii*, 1995).

L'Area della *formazione della Laga*, che occupa tutta la zona nord-orientale del Foglio, va intesa principalmente come un'unità lito-stratigrafica, anche se, almeno parte di essa è stata anche distinta in passato come una specifica uni-

PROGETTO CARG

tà strutturale (ad es. unità di Acquasanta-M.gna dei Fiori in Centamore *et alii*, 1991b e unità Cittareale-Arquata del Tronto nel F. 337 Norcia; si veda Fig. 85). Essa, infatti, rappresenta l'evoluzione ad avanfossa nel Miocene sup. sia dei termini carbonatici affioranti nell'Area del Monte Giano-Monte Gabbia che di quelli affioranti nell'Area dei Monti Rua-Marine-Mozzano. Occorre sottolineare che in questo Foglio la sedimentazione della *formazione della Laga* è riferita ad un unico bacino sedimentario, pur con le sue variazioni laterali e verticali di *facies* e con dei rami confinati minori (come ipotizzato da De Feyter & Delle Rose (2002) e pertanto non si è ritenuto opportuno suddividerla in due distinte unità, come in Vezzani & Ghisetti (1998), anche se al suo interno è stata comunque riconosciuta la presenza di una linea di sovrascorrimento E-vergente di separazione di *facies* (prosecuzione verso N del *thrust* del M. Mozzano-Gran Sasso, § VIII 2.3.3.).

Le aree sopra elencate sono state coinvolte nella tettonica polifasica della catena appenninica, in prevalenza distensiva dal Giurassico inf. al Miocene sup., cui segue una fase compressiva tra il Messiniano sup. e lo Zancleano. La strutturazione in catena non sembra però avvenuta secondo una normale sequenza da O verso E (sequenza *piggy-back sensu* Boyer & Elliot, 1982), ma piuttosto secondo un meccanismo di deformazione di tipo continuo e progressivo (Vecchia, 1996); deformazione complicata da notevoli riattivazioni fuori sequenza e/o *synchronous-thrusting* di alcuni dei principali sovrascorrimenti, come le stesse linee OAS e del M. Mozzano-Gran Sasso (Patacca *et alii*,1991; Cipollari & Cosentino, 1991).

La definitiva conformazione geologico-strutturale e l'impostazione delle conche intermontane quaternarie presenti nel Foglio sono conseguenza della tettonica distensiva seguente a quella compressiva, in ulteriore migrazione verso E. Questa estensione crostale, con direzione SO-NE, ha investito i settori assiale e occidentale della catena appenninica a partire dal Pliocene sup.-Pleistocene inf. (Doglioni, 1995), accompagnata da un forte sollevamento regionale (Galadini *et alii*, 2003).

La formazione delle conche intermontane risulta guidata sia da sistemi di paleo-faglie sin-sedimentarie successivamente riutilizzate nella fase distensiva quaternaria, sia da faglie di neoformazione, in qualche caso ancora attive, come attestano le evidenze sismiche e morfotettoniche (Demangeot, 1965; Blumetti *et alii*, 1993; Galadini & Galli, 2000; Boncio *et alii*, 2004; Roberts & Michetti, 2004; Lavecchia *et alii*, 2012). Nel Foglio si hanno diversi bacini intermontani (§ VIII 3.), tra cui i principali sono: il bacino di Montereale, legato all'azione delle faglie di Capitignano e di S. Giovanni (§ VIII 3.3.1.1.), il bacino di Pizzoli-Barete, controllato dalla faglia di M. Marine (§ VIII 3.3.1.2.) ed il bacino di Cascina, controllato dalle faglie del sistema di M. Caola e dalla faglia di C.le del Molino-I Pizzi (§ VIII 3.2.1.). Rientrano solo in parte nel F. Antrodoco il bacino di Leonessa, impostato lungo l'omonima faglia (§ VIII 3.1.5.) ed il bacino

PROGETTO CARG

di Campotosto, vincolato alla faglia bordiera dei Monti della Laga (fuori Foglio). Sono infine presenti alcuni bacini minori, fra i quali le conche di Cittareale, Bacugno, Cagnano Amiterno, Termine, Santo Nunzio e Foce.

Le aree caratterizzate da sedimentazione continentale sono rappresentate oltre che dalle conche intermontane anche dai tronchi vallivi dei fiumi Velino ed Aterno e dai settori montani interessati dal glacialismo. Queste aree hanno avuto evoluzioni significativamente diverse, sebbene con alcuni passaggi comuni, in relazione alla complessa interazione fra sollevamento regionale, cambiamenti climatici, attività delle faglie bordiere e progressivo sviluppo dei grandi sistemi idrografici dei Fiumi Velino e Aterno. Ciò si riflette nella complessità stratigrafica e nella specificità dei riempimenti sedimentari di ciascun bacino, descritti nel dettaglio nel § VII.

PROGETTO CARG

PROGETTO
CARG

PROGETTO

IV - CENNI DI GEOMORFOLOGIA

Il F. 348 Antrodoco è situato nei settori di testata dei bacini idrografici dei fiumi Velino ed Aterno ed in piccola parte dei bacini dei fiumi Corno e Tronto, in un'area caratterizzata da dorsali montuose allungate in direzione NO-SE nei settori orientale, centrale e meridionale e da massicci e dorsali ad andamento da meridiano ad anti-appenninico nel settore occidentale (Fig. 1). Nel settore orientale del Foglio si sviluppa la dorsale di M. Civitella (1603 m), impostata nei litotipi terrigeni della *formazione della Laga*, e le dorsali calcaree di M. Mozzano (1493 m) e di M. Castiglione (1317 m)-M. Marine (1491 m). Ad O della valle dell'Aterno si estendono le dorsali carbonatiche di M. Gabbia (1498 m), Colle Le Cese (1529 m), M. Lato (1275 m)-M. Rua (1235 m), M. Cagno (1511 m), M. Caola (1778 m) ed il massiccio di M. Giano (1820 m). Il lato occidentale del Foglio, ad E delle profonde Gole del Velino, è invece dominato dal gruppo montuoso del M. Terminillo, con cime al di sopra dei 2000 m di altezza, fra le quali il M. di Cambio (2081 m) ed il M. Valloni (2054 m). Infine, nel settore settentrionale, a SE del massiccio calcareo di M. Boragine (1824 m) ed in corrispondenza degli spartiacque principali, sono presenti blandi rilievi, fra cui M. Rotondo, Colle di Frontina e M. Verrico, impostati nei litotipi terrigeni ed interessati da un fitto reticolo di valli e vallecole afferenti ai sistemi idrografici del Velino, dell'Aterno e del Tronto, dunque con drenaggi in parte tirrenici ed in parte adriatici. La continuità dei rilievi è interrotta ad E dalla valle dell'Aterno, ad O dalla valle del Velino, da alcuni valloni trasversali (Valle Scura, Valle del Ratto, Fosso dei Maiori, Gole di Antrodoco) e da numerosi bacini intermontani di medie dimensioni (Montereale, Pizzoli-Barete, Cascina, Leonessa, Campotosto) e conche minori (Cittareale, Bacugno, Cagnano Amiterno, Termine, Santo Nunzio, Foce).

L'evoluzione geomorfologica dell'area è legata alla progressiva organizzazione dei sistemi idrografici sotto l'azione dei cambiamenti climatici, del solle-

vamento regionale e dell'attività delle faglie nel corso del Quaternario, che ha condizionato impostazione ed evoluzione dei bacini intermontani.

In Appennino Centrale i bacini intermontani più estesi hanno registrato una fase iniziale, fra il Pleistocene inf. e l'inizio del Pleistocene medio, caratterizzata da drenaggio interno e sedimentazione prevalentemente lacustre. In questa prima fase il rapporto fra subsidenza tettonica e *uplift* regionale ha garantito il mantenimento delle condizioni endoreiche (Miccadei *et alii*, 2017), mentre nella successiva fase di forte sollevamento regionale e di caduta dei livelli di base ha invece favorito la transizione ad un drenaggio esterno. I bacini più interni, come quelli presenti nel Foglio, potrebbero aver risentito in misura minore degli effetti delle variazioni del livello del mare ed in misura maggiore degli effetti locali del sollevamento regionale (Mancini *et alii*, 2012).

La conca di Montereale, la cui origine ed evoluzione sono legate all'attività delle faglie di Capitignano e San Giovanni (§ VIII 3.3.1.1.), costituisce il settore di testata del bacino del Fiume Aterno, cui è connessa attraverso la forra calcarea di Marana. Dopo la fase endoreica (Demangeot 1965) è stata catturata dall'Aterno (Geurts *et alii* 2020).

I principali aspetti fisiografici del bacino sono: 1) il fronte montuoso nord-orientale (Fig. 1), impostato in corrispondenza della faglia bordiera di Capitignano, caratterizzato da faccette triangolari e da un esteso *glacis* di accumulo; 2) la piana alluvionale del fiume Aterno e dei suoi tributari, sviluppata nel settore

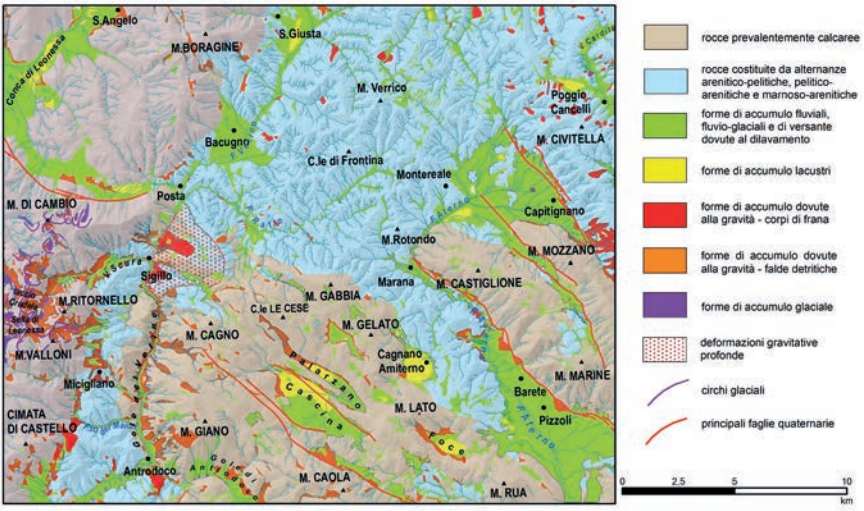


Fig. 1 - *F. 348 Antrodoco - Schema geomorfologico.*

centrale; 3) il tratto terminale della valle del Fosso Grande, impostato lungo la faglia di San Giovanni, fra la dorsale calcarea del M. Mozzano ad E e la dorsale del M.Marine-M.Castiglione ad O.

Il bacino è incassato all'interno della *paleosuperficie sommitale Auct*. (Demangeot, 1952, 1965). La sua estensione, attualmente di circa 70 km^2, si è progressivamente ridotta nel corso del Pleistocene per fenomeni di cattura da parte di corsi d'acqua a drenaggio sia tirrenico che adriatico. Tali fenomeni sono stati solo in minima parte compensati dalla cattura di una parte del bacino del Vomano nell'area del Passo delle Capannelle, a SE della conca (Demangeot, 1965; Bagnaia *et alii*, 1996; Adamoli *et alii*, 2010).

Il bacino di Montereale è tuttora caratterizzato da difficoltà di drenaggio. La piana olocenica è stata sede di un lago poco profondo fin in epoca storica ed ha subito importanti modificazioni antropiche al fine di migliorarne il drenaggio. Durante la reggenza di Margherita d'Austria (XVI sec.) la soglia calcarea di Marana fu abbattuta per migliorare il deflusso nell'Aterno delle acque che impaludavano la conca. Nei primi decenni del '900 i principali corsi d'acqua furono canalizzati e furono realizzate imponenti opere di protezione nei profondi valloni del versante nord-orientale, per impedire il reiterarsi di fenomeni alluvionali riconducibili a *debris* o *mud flow*.

Il bacino di Pizzoli-Barete si sviluppa lungo l'Aterno, fra l'uscita della forra di Marana-San Pelino ed il bacino di Scoppito (F. 358 Pescorocchiano). L'origine e l'evoluzione della conca sono legate alla presenza dell'importante sistema di faglie bordiere noto come faglia di M. Marine (§ VIII 3.3.1.2.). Il paesaggio è dominato dalla fronte montuoso nord-orientale, impostato lungo la faglia bordiera, marcatamente rettilineo e caratterizzato dalle tipiche faccette triangolari. All'interno della conca, in sinistra idrografica sono presenti estese superficie terrazzate, sospese 50-60 m sul fondovalle attuale: a N la superficie di Dommazzano-Barete, interessata da un modesto *tilting* verso monte; a S estesi lembi pianeggianti, relitti di un'ampia conoide che si sviluppava nella zona di trasferimento tra la faglia di M. Marine e la faglia di M. Pettino (Currado *et alii*, 2002; D'Agostino *et alii*, 2001). Numerose sono le evidenze geomorfologiche legate all'attività della faglia di M. Marine e, nel settore meridionale del bacino, della faglia di M. Pettino (§ VIII 3.3.1.2.)

Recentemente per spiegare l'integrazione nel sistema idrografico dei bacini intermontani dell'alta valle dell'Aterno, avvenuto fra la fine del Pleistocene inf. e il Pleistocene medio (§ VII 2.), è stato proposto un modello evolutivo che prevede il fenomeno dell'*overspill* (Geurts *et alii*, 2020), cioè il riempimento degli invasi lacustri ed il superamento della soglia in relazione all'aumento della quantità di sedimenti, non più adeguatamente compensato dalla subsidenza tettonica. Tuttavia, alcuni dei bacini minori del Foglio non hanno avuto questa evoluzione e permangono ancora oggi in condizioni endoreiche.

PROGETTO CARG

All'interno dell'area M. Giano-M. Gabbia sono ospitati numerosi bacini intermontani di limitata estensione (Cascina, Cagnano Amiterno, Palarzano, Santo Nunzio, Termine e Prati di Foce) di cui è difficile stabilire tempi e modalità di impostazione per la mancanza di sezioni naturali e di informazioni riguardanti il sottosuolo.

Il bacino intermontano di Cascina, il più esteso fra i bacini minori, è stato caratterizzato nella sua fase embrionale del Pleistocene inf. da un drenaggio assiale; successivamente è stato isolato dall'attivazione di condotti carsici e ha sviluppato condizioni lacustri. Esaurita la fase lacustre, è stato solo parzialmente catturato dall'erosione rimontante del Fosso della Forcella, che drena verso il bacino di L'Aquila-Scoppito ed ha per il resto ancora oggi drenaggio endoreico. Il bacino, di origine tettonica, è bordato da faglie distensive (§ VIII 3.2.1.) ed è esteso per circa 8 km in lunghezza e 4 km in larghezza. Si sviluppa a quote di poco superiori ai 1000 m ed è sospeso di oltre 250 m rispetto alle conche di Pizzoli-Barete e di L'Aquila-Scoppito e di oltre 500 m rispetto al fondovalle del Fiume Velino.

La conca è caratterizzata da una morfologia ondulata, con un settore occupato da una esigua palude, in collegamento con la depressione tettono-carsica del Palarzano-Valle Marinelli, una piana a fondo piatto interessata dalla presenza di un inghiottitoio posto alla base del versante sud-occidentale. Il Palarzano, chiaro esempio di *polje* attivo, ospita un lago temporaneo nella stagione invernale, quando l'inghiottitoio non riesce a smaltire le acque piovane determinando l'allagamento del piano antistante.

Il F. Antrodoco comprende parte del bacino intermontano di Campotosto, che si sviluppa più ampiamente nel limitrofo F. 349 Gran Sasso d'Italia. Il bacino, bordato a NE dalla faglia del Gorzano, costituisce per gran parte della sua estensione la testata del bacino del F. Vomano. Il settore compreso nel Foglio, costituito da un ramo principale in cui scorre il T. Castellano e da una diramazione secondaria che costituisce la testata del Fosso del Varco, affluente di sinistra del Torrente Castellano, è invece attualmente connesso al bacino del F. Tronto. L'interazione tra tettonica distensiva, sollevamento regionale ed evoluzione del reticolo idrografico dalla fine del Pleistocene inf. ha indotto l'arretramento per erosione regressiva della testata del bacino del Tronto a scapito di quello del Vomano. Parte del drenaggio proveniente dai M.ti della Laga (F.so Malopasso, F.so Cerrugia e T. Castellano), attraverso fenomeni di decapitazione e cattura, è stato progressivamente dirottato verso il Tronto (Cacciuni *et alii*, 1995). Il ramo di Poggio Cancelli, in particolare, ha subito un'evidente inversione del drenaggio. Inizialmente la valle di Cardito era infatti percorsa da un collettore di drenaggio (l'attuale Torrente Malopasso) che proveniva dal versante sud-occidentale dei Monti della Laga e drenava verso il bacino di Campotosto. In seguito alla cattura del T. Malopasso da parte del Tronto, per erosione regressiva, la valle è dapprima rimasta isolata ed è poi stata inglobata nel bacino idrografico dal Torrente Castellano.

PROGETTO CARG

La depressione di Campotosto, anche parte dell'area compresa nel Foglio, è stata sede di un bacino torbifero, oggetto nei primi del '900 di un programma di estrazione e commercializzazione che prevedeva il trasporto della torba attraverso la linea ferroviaria Capitignano-L'Aquila. I resti delle stazioni, ormai in abbandono, sono ancora visibili a lato delle principali strade che collegano i centri un tempo serviti dalla ferrovia. Dalla fine degli anni '30 del secolo scorso il settore più depresso del bacino di Campotosto è occupato dall'omonimo lago, un esteso bacino artificiale per la produzione di energia idroelettrica, in piccola parte compreso all'estremità nord-orientale del Foglio.

La conca di Leonessa ha ospitato una sedimentazione lacustre e palustre nel Pleistocene inf. ed è passata, tra la fine del Pleistocene inf. e la prima parte del Pleistocene medio, ad una sedimentazione prevalentemente alluvionale, indicativa della connessione al reticolo idrografico principale. La formazione del potente conoide del Fiume Tascino (ad O dei limiti del Foglio) ha tuttavia determinato, ancora nel Pleistocene medio, la formazione di un lago di sbarramento nel settore più orientale della conca.

L'evoluzione quaternaria del settore dell'alta valle del Fiume Velino, compreso nel Foglio, è poco conosciuta. Il tronco principale del sistema di drenaggio doveva esistere fin dall'emersione dell'area, quando la vallata sfociava direttamente nel mare. Secondo Cavinato (1993) nel Pliocene sup. il paleo-Velino dava luogo, in corrispondenza del margine tettonico attivo della conca intermontana di Rieti, ad un conoide alluvionale caratterizzato, insieme agli altri conoidi del paleo-Turano e del paleo-Salto, da un potente cuneo sedimentario. Tutta l'area drenata dal Velino a monte della conca di Rieti doveva essere interessata prevalentemente da erosione. I depositi riferibili a questa prima fase hanno perso ogni possibile legame con il paesaggio attuale e sono scollegati dai possibili versanti alimentatori. Fra questi alcuni depositi in *facies* di conoide alluvionale affioranti sui fianchi del M. Giano, sospesi circa 1000 m rispetto al fondovalle attuale e depositi di paleofrana affioranti alla sommità dei rilievi nell'area di Santi Vatillo, all'estremità sud-occidentale del Foglio, prodotti da antichi fenomeni di *rock avalanche* sviluppati lungo i paleorilievi ad O del fronte della linea OAS. Anche depositi di paleofrana affioranti in località Marmorale, presso Antrodoco, sono attualmente separati dalle aree di distacco, le pendici del M. Giano, dalle profonde Gole di Antrodoco.

L'assetto geomorfologico attuale è caratterizzato da un forte controllo litostrutturale. In relazione alla diversa erodibilità dei litotipi affioranti si osservano (Fig. 1) *pattern* di drenaggio dendritici nei settori settentrionali e nord-orientali, caratterizzati da litotipi terrigeni, mentre nelle aree impostate nei litotipi carbonatici, ed in particolare nelle *facies* di piattaforma carbonatica della successione di Monte Giano-Monte Gabbia, si sviluppano basse densità di drenaggio. L'influenza strutturale si riconosce nell'andamento delle dorsali montuose e delle valli e

PROGETTO CARG

nel decorso rettilineo di alcuni versanti, come quelli che bordano ad E la conca di Cascina ed i versanti sud-occidentali della dorsale di M. Mozzano. Versanti di faglia, caratterizzati da faccette triangolari di diverso stadio evolutivo, sono presenti in corrispondenza delle principali strutture tettoniche con riconosciuta attività tardo-quaternaria (versante NE del bacino di Pizzoli-Barete) o indiziate di attività tardo-quaternaria (versante NE della conca di Montereale). Un esempio di valle di linea di faglia è rappresentato dalla Val di Cafasse, impostata lungo la prosecuzione meridionale della faglia di Capitignano (§ VIII 3.3.1.1.), in un tratto in cui l'attività della struttura tettonica distensiva non è più evidente ed è invece dominante il ruolo passivo di elementi tettonici compressivi preesistenti.

Superfici di spianamento relitte sono diffuse in tutto il Foglio, sia nelle litologie flyschoidi che nei litotipi calcarei. Si riconoscono a NE del bacino di Montereale, nel *footwall* del sistema di faglie di Capitignano, a quote comprese fra i 1500 e i 1600 m s.l.m.; nel settore settentrionale del Foglio, fra 900 e 1200 m s.l.m.; sulla dorsale M. Castiglione-M. Marine, nel *footwall* della faglia di M. Marine, fra 1300 e 1500 m s.l.m. Secondo alcuni autori queste superfici rappresentano i lembi relitti di una paleosuperficie sommitale (Demangeot, 1965) che avrebbe caratterizzato ampi settori dell'Appennino centrale. Ricondotta da Coltorti & Pieruccini (2000, 2002) ad una trasgressione marina che avrebbe interessato tutta la penisola italiana durante il tardo Zancleano, in un periodo di relativa stabilità tettonica, la paleosuperficie rappresenta secondo gli autori il termine *ante quem* dell'evoluzione in ambiente continentale dell'intero settore.

In diverse aree, ed in particolare sulle dorsali carbonatiche, sono diffuse le valli relitte, testimonianza di antiche linee di scorrimento. Oltre alla Valle Cardito prima citata, esempi di valli relitte legate all'attivazione dei condotti carsici sono diffusi in particolare a S e ad E della conca di Cascina. Significativa la presenza, all'estremità sud-orientale del Foglio, di paleovalli connesse all'evoluzione idrografica e tettonica dell'area (§ VIII 3.3.1.2.)

Morfologie fluvio-denudazionali di natura erosiva, quali creste spartiacque, orli di scarpate fluviali e scarpate di denudazione, sono comuni in tutto il territorio. Le forme legate al dilavamento sono particolarmente sviluppate nei litotipi pelitici e marnosi della *formazione della Laga* (LAG), dove caratterizzano i settori di testata di valli e vallecole, come fra Marana e Ville di Fano. Peculiari morfologie pseudo-calanchive (§ VI; Fig. 44) caratterizzano le fasce cataclastiche che si sviluppano nel *Calcare Massiccio* dolomitizzato del *footwall* della faglia di M. Marine. Numerose anomalie di drenaggio, quali confluenze in contropendenza e gomiti di cattura fluviale, legate a fenomeni di cattura e diversione del drenaggio si riconoscono nelle aree prossime agli spartiacque dei bacini idrografici del Velino, Aterno e Tronto, fra Verrico, Scai e Roccapassa. Nelle piane alluvionali presenti lungo la valle del Velino a N di Posta si individuano gli antichi tracciati a meandri (paleoalvei) del Fiume Velino.

PROGETTO CARG

Le morfologie carsiche sono ben sviluppate laddove sono presenti le *facies* calcaree della piattaforma Laziale-Abruzzese. In particolare sugli altopiani fra il M. Giano, il M. Calvo e il M. Gabbia, accanto a numerose piccole doline e inghiottitoi, si sviluppano depressioni tettono-carsiche più estese, come i *polje* di Cascina, del Palarzano e di Foce (Fig. 2), caratterizzati dalla presenza di inghiottitoi. Numerose sono le grotte, come la Grotta Ferrante, la Grotta Legume e la Grotta di Marruci nel territorio di Pizzoli, le Grotte di S. Aliatore lungo le Gole di Antrodoco e la Grotta Oscura nelle Gole del Velino.

Le forme carsiche sono inoltre significativamente presenti fra Sigillo, Laculo e Borbona, nelle aree di affioramento dei termini calcarei della successione comune oligo-miocenica (§ VI 5.) (Buco Sisto, Pozzo dei Corvi, M. Poponi). A monte di Sigillo è presente una voragine (Pozzo Ornaro o dell'Arnaro), impostata nella *Scaglia Rossa* calcarea e su alcuni grossi banchi di calcare bianco sub-cristallino (*scaglia detritica*) la cui formazione, secondo alcune fonti, sarebbe avvenuto durante il terremoto del 1703 (Baratta, 1901; § X, Fig. 135). Forme di erosione carsica si sviluppano anche sui depositi ruditici antichi, con lo sviluppo di torrioni e pinnacoli, come quelli diffusi nell'area del Terminillo (Fig. 3) o quelli che caratterizzano gli accumuli di paleofrana nell'area di Santi Vatillo.

Morfologie glaciali legate alle fasi climatiche fredde ed aride del Quaternario, in particolare del Pleistocene sup., sono presenti sul massiccio del Terminillo. Queste comprendono numerosi circhi glaciali rivolti prevalentemente a N e ad E/NE (Fig. 4), ma anche ad O e a SE. Sono inoltre presenti molte delle tipiche morfologie glaciali quali creste affilate, scarpate e gradini in valli glaciali, selle e soglie (Angelini *et alii*, 2000). Fra le forme di accumulo glaciale sono ben riconoscibili numerosi cordoni morenici, in posizione via via più arretrata all'in-



Fig. 2 - *La depressione di origine tettono-carsica di Prati di Foce (Barete, AQ).*

PROGETTO



Fig. 3 - *Massiccio del Terminillo. Testimonianze del modellamento legato a dissoluzione carsica avvenuto in periodi interglaciali, in condizioni climatiche calde e umide:* lapiez *(a) e torrioni (b).*



Fig. 4 - *Sella di Leonessa e circo glaciale di M.Terminillo, con falda detritica in formazione (sullo sfondo) e accumuli morenici delle ultime fasi di ritiro dei fronti glaciali dopo il LGM, documentate da* Giraudi *(1998): IV fase (in primo piano)e V fase (alla base della falda detritica).*

terno delle valli, che Giraudi (1998) riferisce a 5 distinte fasi di avanzata glaciale *würmiane* (fasi da I a V) e ad altrettante fasi di ritiro, avvenute fra il *Last Glacial Maximum* (LGM 24.000-22.000 anni BP) e 13.000-14.000 anni BP o al massimo 12.000 anni (Giraudi, 1998; 2011). I cordoni morenici all'interno o in prossimità dei circhi del Terminillo (ad O della Sella di Leonessa) e della Fossetta, documentano le ultime pulsazioni glaciali (IV e V fase, Giraudi 1998) (Fig. 4), mentre quelli dei circhi di Prato Cristoforo, di Sella Facci e del Rifugio Maiolica sono riferibili a fasi di ritiro precedenti, comunque successive al LGM. I depositi morenici della Valle Scura, in particolare, sono stati abbandonati dal ghiacciaio in fase di ritiro prima di 19.000-20.000 anni BP.

Alla base delle estese falde detritiche che si sviluppano all'interno dei circhi glaciali del M. Terminillo, come all'interno del circo glaciale di M. Porcini, si riconoscono piccoli accumuli crionivali falciformi, allungati perpendicolarmente al pendio, di origine crionivale, riferibili ad argini detritici di nevaio *(protalus rampart).* Sono costituiti da ghiaie calcaree angolose e subangolose in abbondante matrice limoso sabbiosa.

Le principali forme di accumulo dei processi geomorfologici che hanno agito nel passato, o che agiscono ancora oggi, sono tuttavia rappresentate dai depositi quaternari presenti all'interno dei bacini intermontani e lungo i principali assi vallivi. Questi depositi, di età compresa fra il Pleistocene inf. e l'Olocene, sono costituiti da sedimenti clastici in *facies* lacustri, di versante, di conoide e di piana alluvionale.

PROGETTO CARG

Depositi lacustri per lo più riferibili al Pleistocene medio sono presenti all'interno della conca di Leonessa, di alcune conche carsiche (Cascina, Cagnano Amiterno) e di bacini minori (Scai), mentre sono stati attribuiti al Pleistocene inf. i depositi lacustri affioranti in lembi isolati nel bacino di Pizzoli-Barete e rinvenuti nel sottosuolo della conca di Montereale.

Le forme di accumulo legate ai processi fluviali e di dilavamento dei versanti rappresentano la maggior parte dei depositi quaternari affioranti nel Foglio e scandiscono le tappe fondamentali dell'evoluzione dei reticoli idrografici e della progressiva integrazione nei sistemi di drenaggio delle conche intermontane. Sono rappresentati principalmente da conoidi alluvionali e di origine mista (torrentizia e di *debris flow*) costituiti da sedimenti prevalentemente grossolani organizzati in più ordini, con rapporti d'incassamento o di sovrapposizione variabili in base alla subsidenza del bacino.

Lungo il versante nord-orientale del bacino di Montereale, impostato in corrispondenza della faglia bordiera di Capitignano, si sviluppa una fascia pedemontana (*glacis* d'accumulo) costituita da una serie di conoidi coalescenti (Fig. 5), in parte legati a fenomeni di *debris flow* ed in parte torrentizi. Si riconoscono tre diverse generazioni di conoidi: la più antica a ridosso delle faccette triangolari, molto rimodellata dall'erosione, non conserva la morfologia originaria; la generazione intermedia, riferita al Pleistocene sup., presenta apici incassati all'interno del fronte montuoso ed è profondamente incisa; la più recente, olocenica, si sviluppa più a valle, lontana dal fronte montuoso. Anche il versante NE del bacino di Pizzoli-Barete presenta un *glacis* d'accumulo costituito da conoidi coalescenti,



Fig. 5 - *Il versante di faglia di Capitignano, caratterizzato da faccette triangolari di diversi ordini e stadi evolutivi.*

PROGETTO

in parte antichi, in parte riferibili al Pleistocene sup. e all'Olocene; in questo caso la generazione di conoidi olocenici si sviluppa a ridosso del fronte montuoso, in relazione alla più significativa attività recente della faglia di M. Marine.

Nel ramo di Poggio Cancelli del bacino di Campotosto affiorano depositi alluvionali terrazzati, già segnalati da Cacciuni *et alii* (1995), antecedenti all'inversione del drenaggio, più antichi del Pleistocene sup. come desumibile per l'elevato grado di alterazione e la presenza di un suolo rossastro (§ VII 3.1.). I successivi depositi alluvionali e palustri sono invece compatibili con il drenaggio attuale del F. Tronto (§ VII 4.2.). Conoidi sospesi e variamente rimodellati, riferibili al Pleistocene medio e sup., sono presenti inoltre nel bacino del Velino, lungo i versanti settentrionali del M. di Cambio e ai margini delle conche di Bacugno e di Cittareale. Depositi alluvionali terrazzati del Pleistocene sup. si rinvengono nel settore nord-orientale della conca di Leonessa (Fosso Veticone) e in stretti lembi lungo il Velino.

Falde detritiche in formazione di particolare sviluppo sono presenti nel massiccio di M. Terminillo (Fig. 4), mentre sono inattive e riferibili a più fasi di sedimentazione quelle dei versanti settentrionali del M. Caola e del M. di Cambio.

Ingenti accumuli di frana e paleofrana interessano l'area di Santi Vatillo, fra Valle dell'Acquasanta e la Valle del Velino, l'area di Micigliano e la Valle del Fosso dei Maiori. La genesi e la natura di questi corpi sono descritte nel capitolo di stratigrafia dei depositi quaternari (§ VII).

Una imponente DGPV interessa il versante che si estende fra la Valle del Fiume Velino e l'abitato di Villa Camponeschi, nel comune di Posta, per la cui trattazione si rimanda al § XI.

PROGETTO CARG

PROGETTO
CARG

PROGETTO CARG

V - CENNI SUGLI SCHEMI BIOSTRATIGRAFICI E CRONOSTRATIGRAFICI ADOTTATI

L'attribuzione cronostratigrafica delle numerose unità litostratigrafiche riconosciute e la grande variabilità delle *facies*, sia nel tempo (dal Triassico sup. al Miocene sup.) che nello spazio (dalla piattaforma al bacino e all'avanfossa), ha reso necessario, per i diversi intervalli stratigrafici, l'utilizzo di vari gruppi di microfossili (foraminiferi bentonici e planctonici, alghe calcaree, calpionelle, calcisferulidi e nannofossili calcarei). I dati biostratigrafici ricavati hanno permesso di utilizzare gli schemi biozonali elaborati per l'area Laziale-Abruzzese e Umbro-Marchigiana già utilizzati in altri fogli geologici, aggiornati in base ai nuovi dati di carattere sia tassonomico che bio-cronostratigrafico.

Mesozoico

Per il Mesozoico gli schemi biostratigrafici utilizzati sono quelli pubblicati da Chiocchini *et alii* (2008, 2012, 2018) relativi ai domini Laziale-Abruzzese e Umbro-Marchigiano. Per la *facies* di paleo-piattaforma e piattaforma carbonatica interna-retromargine, caratterizzata da associazioni bentoniche (molluschi, foraminiferi e alghe calcaree), sono stati utilizzati gli schemi riportati in Fig. 11 in Chiocchini *et alii* (2018) e Fig.7 in Chiocchini *et ali* (2012). Per la *facies* di margine sono stati utilizzati gli schemi riportati in Fig.14 in Chiocchini *et alii* (2018) e in Fig.12 in Chiocchini *et alii* (2012). Per la *facies* di scarpata esterna sono stati utilizzati gli schemi riportati in Fig. 16 in Chiocchini *et alii* (2018) e Fig.15 in Chiocchini *et alii* (2012). I *taxa* bentonici risedimentati non perdono il loro valore stratigrafico, poichè mantengono lo stesso ordine di comparsa osservato nelle successioni stratigrafiche marginali e nella maggior parte dei casi possono essere considerati coevi dei *taxa* pelagici che li accompagnano (le eccezioni

sono specificatamente descritte nelle singole unità stratigrafiche). I *taxa Involutina minima* n.sp., *Krikoumbilica liassica* n.sp. e "*incertae sedis*" (cf. Scafopode) riportati all'interno delle associazioni di alcune unità (CPL e UCD) sono illustrati in Chiocchini *et alii* (2018).

Per la biostratigrafia delle *facies* pelagiche e pelagico detritiche del Giurassico è stato utilizzato lo schema bio-cronostratigrafico adottato per il F. 280 Fossombrone (Fig. 4 in Pantaloni *et alii*, 2016). In tale schema riassuntivo sono riportate le zone ad ammoniti valide per l'area mediterranea e le biozone relative ad altri gruppi fossili correlate alle unità litostratigrafiche appartenenti alle successioni complete e condensate del Giurassico.

Per la biostratigrafia delle *facies* pelagiche Giurassico sup.-Cretacico inf. e per lo studio delle calpionelle presenti nella *Maiolica* si è fatto riferimento agli schemi di Remane (1985, 1998); per lo studio dei foraminiferi planctonici presenti nelle *scaglie* cretaciche è stato utilizzato lo schema di Premoli Silva & Sliter (1995, 2002) modificato in base ai numerosi e dettagliati studi tassonomici e biostratigrafici degli ultimi anni e riportato in Premoli Silva & Verga (2004); mentre per il nannoplancton calcareo è stato utilizzato quello di Roth (1978).

Cenozoico

Per l'intervallo Paleocene-Eocene si è fatto riferimento alla *Shallow Benthic Zonation* (SBZ) di Serra-Kiel *et alii* (1998) per le biozone a macroforaminiferi bentonici, mentre per l'intervallo Oligocene-Miocene sono state utilizzate quelle di Cahuzac & Poignant (1997). Tali biocronozone sono direttamente correlate alla magnetostratigrafia e alle zonazioni a foraminiferi planctonici e nannoplancton calcareo di Berggren *et alii* (1995).

Per il Paleogene i dati biostratigrafici sono stati confrontati con gli schemi biozonali di Berggren *et alii* (1995), Olson *et alii* (1999), Berggren & Pearson (2005), Pearson et *alii* (2006) e Wade *et alii* (2011). Tuttavia, nessuno degli schemi sopracitati si è dimostrato applicabile nel Foglio, pertanto per il Paleocene-Eocene è stato utilizzato lo schema riportato in Premoli Silva *et alii* (2003), derivante dalla combinazione di zonazioni proposte nel corso degli anni da vari autori (Stainforth *et alii*, 1975; Toumarkine, 1983; Berggren *et alii*, 1995; Berggren & Norris, 1997; Olson *et alii*, 1999), mentre per l'Oligocene quello riportato in Iaccarino & Premoli Silva (2007) che riprende la zonazione proposta da Spezzaferri (1994), qui adottata per il Mediterraneo e le basse latitudini.

Per il Miocene, a causa di problemi di correlazione con i fogli limitrofi, è stato adottato per i foraminiferi planctonici lo schema stratigrafico riportato in Fig. 7 delle Note Illustrative del F. 358 Pescorocchiano (Centamore & Dramis, 2010), modificato con Di Stefano *et alii* (2008). Sono stati poi considerati i lavori di: Colalongo *et alii* (1979), Iaccarino (1985), Foresi *et alii* (2002), Sprovieri *et alii* (2002) e Iaccarino & Premoli Silva (2007).

PROGETTO CARG

Per il nannoplancton calcareo sono stati adottati vari schemi biostratigrafici per i diversi intervalli di tempo: Martini (1971) e Perch-Nielsen (1985) per il Paleocene-Eocene *p.p.*; Catanzariti *et alii* (1997) per l'Eocene sup.-Oligocene *p.p.*; Fornaciari & Rio (1996); Fornaciari *et alii* (1996); Sprovieri *et alii* (2002) e Raffi *et alii* (2003) per il Miocene. È stato inoltre consultato il lavoro di Agnini *et alii* (2014) per il Paleocene-Oligocene.

La sintesi finale adottata per il Foglio degli schemi biozonali sopra citati, divisi nei quattro ambienti deposizionali riconosciuti (piattaforma interna, margine, *slope* e bacino), è riportata nella Tav. 1, in allegato fuori testo.

PROGETTO CARG

PROGETTO
CARG

VI - STRATIGRAFIA DEL SUBSTRATO

Il F. 348 Antrodoco presenta una complessità notevole dal punto di vista delle successioni sedimentarie. Le formazioni affioranti spaziano dal Triassico sup. al Miocene sup. con paleoambienti da piattaforma interna al bacino e all'avanfossa, nonchè ambienti di PCP (*sensu* SANTANTONIO, 1994). Tale complessità si traduce nella presenza di circa 70 differenti unità sedimentarie pre-quaternarie, tra formazioni, membri e *litofacies.*

La differenziazione fra sedimenti di piattaforma carbonatica e coevi di scarpata-bacino si è avuta a partire dal Sinemuriano inf. a causa del *rifting* tetideo, con smembramento di una iniziale estesa paleo-piattaforma rappresentata dal *Calcare Massiccio* (MAS) e dalla sottostante *Dolomia Principale* (DPR). Ulteriori fasi tettoniche nel Giurassico medio e nel Cretacico sup. hanno portato parte della rimanente piattaforma prima ad un annegamento temporaneo e successivamente ad uno definitivo. Nel Paleocene/Eocene nuove fasi tettoniche hanno continuato ad interessare la piattaforma annegata, mantenendo o amplificando i diversificati ambienti di *slope*/gradino ribassato già creatisi. Nell'Oligocene, ma ancor più nel Miocene inf./medio si instaura in tutta l'area del Foglio un ambiente di rampa carbonatica, da intermedia ad esterna. Nel Miocene sup. l'area del Foglio, anche se con geometrie molto articolate (§ 5), evolve in un dominio di avanfossa per l'avanzare dell'orogenesi appenninica. L'avanfossa è segnata dalla deposizione di ingenti spessori di sedimenti torbiditici preceduti da emipelagiti legate alla flessurazione.

Data la complessità legata alla variazione laterale e verticale degli ambienti deposizionali, si è ritenuto opportuno suddividere le formazioni presenti per aree in cui affiorano successioni comuni e omogenee (Fig. 6).

Queste aree in parte corrispondono a vere e proprie unità strutturali (Fig. 85), in parte ad aree non separate da quelle limitrofe da elementi tettonici ben definibi-

PROGETTO CARG

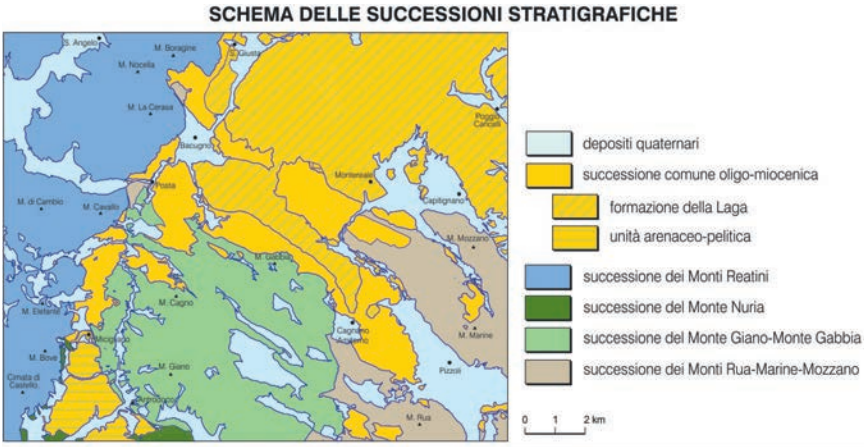


Fig. 6 - *Schema delle successioni stratigrafiche e dei sedimenti torbiditici di avanfossa caratterizzanti il Foglio Antrodoco. Le aree in giallo indicano affioramenti di formazioni simili e comuni a tutte le successioni.*

li o di importanza regionale. A partire dal Turoniano, con l'annegamento della piattaforma del M. Giano-M. Gabbia e del M. Nuria (piattaforma carbonatica Laziale-Abruzzese), tutte le successioni nel Foglio diventano "bacinali *s.l.*". La descrizione però delle formazioni affioranti dal Cretacico sup. sino alla fine del Paleogene (*Scaglia Rossa*/*rossa detritica*, *variegata* e *Cinerea*/*cinerea detritica*) è stata mantenuta differenziata in quanto le successioni presentano differenze significative fra loro. Solo nella fine dell'Oligocene e nel Miocene le successioni diventano abbastanza simili in tutto il Foglio, motivo per cui quasi tutte le unità relative a questo periodo sono descritte insieme in un capitolo finale di successione comune. Fanno eccezione le sole *unità spongolitica* (SPT) e dei *calcari a briozoi e litotamni* (CBZ) affioranti nell'area SO del Foglio, al tetto della successione del Monte Nuria, che per la loro peculiarità si differenziano dalle coeve unità delle altre zone e che sono perciò descritte all'interno della relativa successione (§ 2.4. e 2.5.).

In questo Foglio non è stata mai introdotta la formazione delle *calcareniti a macroforaminiferi* (CFR), ampiamente usata invece nei limitrofi Fogli dell'Abruzzo per indicare tutti quei sedimenti paleogenici ricchi di tali biota. Tale unità si ritiene infatti vada usata nell'accezione che i macroforaminiferi si siano sedimentati e litificati "*in situ*". Se essi invece, come più comunemente succede, sono risedimentati lungo la rampa carbonatica attraverso meccanismi in genere torbiditici, sono considerati alla stregua di normali biorisedimenti e si ritrovano quindi solo menzionati, in questo Foglio, come biota all'interno della descrizione delle formazioni paleogeniche della *scaglia detritica* (SCZ_2) e *scaglia cinerea detritica* (CDZ).

Gli ambienti deposizionali delle varie formazioni sono riportati nello schema cronostratigrafico in cornice della Carta; la Tav. 1 (in allegato fuori testo) illustra invece i rapporti cronostratigrafici delle varie unità del substrato all'interno di ognuna delle quattro successioni individuate nel Foglio (la successione comune miocenica è riportata al tetto di ognuna), con indicate le biozone di riferimento per i macroambienti riconosciuti (piattaforma carbonatica, margine, *slope* e bacino) e alcuni dei più significativi eventi globali caratterizzanti le successioni sedimentarie del Foglio.

1. - SUCCESSIONE DEI MONTI REATINI

Le formazioni di questo settore affiorano in tutta la fascia occidentale del Foglio, ad O della linea OAS (§ VIII 2.1.) in destra orografica del fiume Velino. Costituiscono l'unità stratigrafico-strutturale dei Monti Reatini (§ VIII 2.1.) con formazioni tipiche del Dominio UMS a partire dal Giurassico inf. *p.p*. Nel F. Antrodoco tale successione inizia con sedimenti dolomitici di "paleopiattaforma" triassica, *Dolomia Principale* (DPR), litologicamente correlabile alle coeve dolomie affioranti alla base della successione di piattaforma del M. Giano-M. Gabbia (§ 3.1.) piuttosto che con le formazioni presenti alla base della successione Umbro-Marchigiana dell'Appennino settentrionale (*Anidriti di Burano* e *Formazione di Monte Cetona*, Ciarapica & Passeri, 2005). La paleopiattaforma persiste sino alla base del Giurassico inf. (Hettangiano-Sinemuriano *p.p*.) con la deposizione del *Calcare Massiccio* (MAS), a cui si sovrappone, a seguito del *rift* tetideo, una successione di sedimenti di scarpata/bacino/rampa fino al Miocene sup. (Messiniano inf. *p.p*.), quando l'area viene inglobata nell'avanfossa al fronte della catena (i sedimenti di questa avanfossa non affiorano in questo Foglio). Nel contesto creatosi a causa del *rifting,* in tutta l'UMS si crearono anche degli alti morfologici intrabacinali (PCP *sensu* Santantonio, 1993 e 1994) a sedimentazione condensata e/o lacunosa (*gruppo del Bugarone*, BU) al di sopra del *Calcare Massiccio*. Tre di questi alti sono stati rinvenuti anche nella successione dei Monti Reatini, precisamente al M. Tolentino/C.le Forcella, al M. di Cambio ed al M. Boragine (§ VIII 1.1.).

La deposizione della porzione alto paleogenica della *scaglia cinerea detritica* (CDZ, § 1.21.), affiorante lungo il fronte esterno (orientale) dei Monti Reatini, è avvenuta in una zona di transizione fra l'UMS, ad O, e la piattaforma del M. Giano-M. Gabbia e M. Nuria (parte della LAP), ad E (§ 2., § 3.), quest'ultima annegata nel Cretacico sup. con sviluppo di una successione di gradino ribassato/bacino. La CDZ sarà descritta nella successione dei Monti Reatini e non della contigua piattaforma annegata poiché affiorante, con andamento circa meridiano, al di sotto di una serie di *splay* tettonici dei Monti Reatini aventi lo stesso andamento geometrico e formati da sedimenti di *slope*/bacino in successione logica

PROGETTO CARG

(pur se rovesciata) con la stessa CDZ. Ciò è anche in accordo con quanto rilevato da Deiana *et alii* (1995), che infatti considerano la CDZ lungo il fronte della linea OAS facente parte di un'unità tettonica intermedia fra quella dei Monti Reatini e la LAP (§ VIII 2.1.).

1.1. - Dolomia Principale (**DPR**)

La DPR è presente solo in due aree limitate del Foglio: la prima è compresa tra la base del versante orientale di Buco del Merlo ed il F.so delle Monacchie (versante settentrionale di M. Ritornello) mentre la seconda è ubicata in sinistra di V.le Scura, nei dintorni della sorgente Acqua Pesata.

La parte bassa della DPR è costituita da dolomie saccaroidi grigio biancastre, massive, fratturate, prive di strutture sedimentarie. L'elevato grado di ricristallizzazione non permette di riconoscere associazioni fossilifere.

La parte superiore della DPR, nonostante la persistente intensa dolomitizzazione, è contraddistinta da una porzione ben stratificata per uno spessore di circa 4 metri. Gli strati sono di spessore decimetrico e presentano laminazioni piano parallele alla base e dolomia giallastra al tetto (Fig. 7).

Solo in alcuni casi, in particolare all'imbocco di F.so delle Monacchie, sono stati distinti *bindstone* algali laminati. Sono stati inoltre osservati *packstone/grainstone* bioclastici, con bioclasti con bordi micritizzati, intraclasti, grani aggregati (*lumps*), piccoli ooidi e alcuni ooidi superficiali; in alcuni casi si hanno oncoidi ben conservati che mostrano crenulazioni e rivestimento a lamine che sembrano inglobare del sedimento. Sono state identificate associazioni ad Aulotortidi tra i quali: *Aulotortus friedli* (Kristan-Tollmann) e *A. praegaschei* (Koehn-Zaninetti).

La presenza di una porzione ben stratificata nella parte superiore della formazione suggerisce il passaggio graduale, non chiaramente esposto, al sovrastante *Calcare Massiccio* (MAS).

Nell'area di Acqua Pesata sono state rilevate dolomie massive. In sezione sottile, la DPR appare sia come *packstone* a peloidi e intraclasti con alcuni foraminiferi bentonici, *floatstone* e localmente *rudstone* litoclastici a pisoidi e rari oncoidi scarsamente selezionati. Cavità e fratture sindeposizionali sono riempite con cemento fibroso-radiale e talvolta da riempimento geopetale. I litoclasti sono costituiti da croste litificate, laminazioni microbialitiche sopratidali e pisoidi, anche rimaneggiati, probabilmente riferibili a depositi da diagenesi vadosa. Il contenuto faunistico è caratterizzato dalla presenza di *Endotriadella* sp. che potrebbe far attribuire questi affioramenti al Norico.

L'ambiente di sedimentazione è di piattaforma ristretta in clima caldo-umido, spesso con fondali poco ossigenati, tipo *sabka*.

PROGETTO CARG



Fig. 7 - *Laminazioni piano-parallele nella Dolomia Principale, presso Valle Scura.*

Il letto della formazione non affiora per cui lo spessore totale non è valutabile, mentre quello massimo in affioramento è di circa 150 m.
Norico *p.p.*? - Retico

1.2. - Calcare Massiccio (**MAS**)

I principali e più continui affioramenti di questa unità si hanno al M. di Cambio e sulle sue propaggini orientali, sul versante orientale del M. Terminillo, comprese le pendici di M. Elefante, al Buco del Merlo e M. I Porcini ed al C.le Forcella, nei pressi dell'abitato di Vallunga (spigolo NO del Foglio). Un altro importante affioramento è quello del versante O del M. Boragine, alla base della omonima PCP giurassica (§ VIII 1.1.3.). Alcuni affioramenti ritenuti da altri autori in passato come MAS (aree di V.le Scura, pendici settentrionali del M. di

Cambio, dintorni di Albaneto), sono stati qui interpretati come olistoliti in COK_a o come affioramenti di COK_a (§ 1.4.1.).

Il contatto del MAS con la sottostante DPR non è chiaramente osservabile in campagna anche se, come descritto precedentemente, sembra che il passaggio avvenga gradualmente.

Il *Calcare Massiccio* è formato da calcari bianchi, talora avana, in grossi banchi talvolta mal distinguibili, di spessore plurimetrico. Dal punto di vista tessiturale prevalgono *packstone* e *grainstone* a oncoidi, peloidi, ooidi, oltre a bioclasti costituiti da frammenti di bivalvi, gasteropodi, foraminiferi bentonici, echinodermi, coralli ed alghe. Localmente si hanno livelli di *mudstone* bianchi legati ad ambienti deposizionali a bassa energia. Comuni sono anche i *bindstone* a peloidi con *fenestrae*. Si distinguono localmente cicli peritidali (Fig. 8) con alternanze di *facies* inter-supratidali (*bindstone* a lamine criptoalgali, *fenestrae*, *birdseyes*) e subtidali con *grainstone* ad oncoidi di dimensioni anche pluricentimetriche.

Localmente si osservano superfici di esposizione subaerea con cavità paleocarsiche riempite di sedimento rossastro e diffuse cavità da dissoluzione.

Sulla cima di M. di Cambio è riconoscibile un intervallo a stratificazione netta e decimetrica di calcari nocciola caratterizzati da un *packstone/grainstone* con oncoidi, ooidi, peloidi, intraclasti e bioclasti con vuoti di dissoluzione. Sono presenti Porostromata e foraminiferi bentonici.



Fig. 8 - *Aspetto ciclotemico del Calcare Massiccio. Zona di Vallunga.*

PROGETTO

Il rilevamento ha messo in evidenza alcune caratteristiche che dimostrano gli effetti della tettonica del Giurassico inf. sul *Calcare Massiccio*. Molti affioramenti hanno infatti mostrato chiari segni di silicizzazione, come ad esempio nell'area di Sella di Leonessa. Le aree di silicizzazione sono state interpretate come evidenze di paleoscarpate giurassiche (si veda § VIII 1.1.2.) o superfici di olistoliti distaccatisi dalla paleoscarpata (Galluzzo & Santantonio, 2002). Questi ultimi, laddove raggiungano dimensioni ragguardevoli, sono stati cartografati singolarmente, come a C.le dei Sassi ad E di Albaneto, a Carpelone-cava di Albaneto lungo la strada 471 Posta-Leonessa, nell'area de I Porcini e sul versante E del M. Terminillo sopra il Rif. Sebastiani; quando invece non sono cartografabili fanno parte della successiva formazione COK_a (versanti di M. Elefante e versante destro di F.so dei Cavalli).

Il MAS passa superiormente alla *Corniola* (COI) o alla *corniola detritica* (COK), quest'ultima presente nella successione in esame nella zona di Maceriana, (strada sterrata Micigliano-Sella di Leonessa). Il contatto è netto e marcato dall'inizio della stratificazione nella COK (Fig. 9).

Nel settore compreso tra Buco del Merlo, Grotta dei Briganti, Rif. Maiolica e Rif. Porcini ed a Pago di Arcione (M. Boragine) sono stati rilevati contatti stratigrafici discordanti rispetto alla normale successione sedimentaria dei depositi bacinali umbro-sabini. I contatti sono legati all'appoggio in *onlap* della COK e delle *Marne di Monte Serrone* (RSN) sul MAS. Interposti tra i calcari di piattaforma e i depositi bacinali si rinvengono a tratti micriti ascrivibili alla parte inferiore del *gruppo del Bugarone* (BU) e depositi ascrivibili al "*Calcare Massiccio B*" *Auct.* (Centamore *et alii,* 1971), *membro* del *Calcare Massiccio* (MAS_1; Petti *et alii,* 2007a). Nell'area di Prato Gelato, il *Calcare Massiccio* è interessato da filoni sedimentari riempiti da micriti verdastre dolomitizzate.

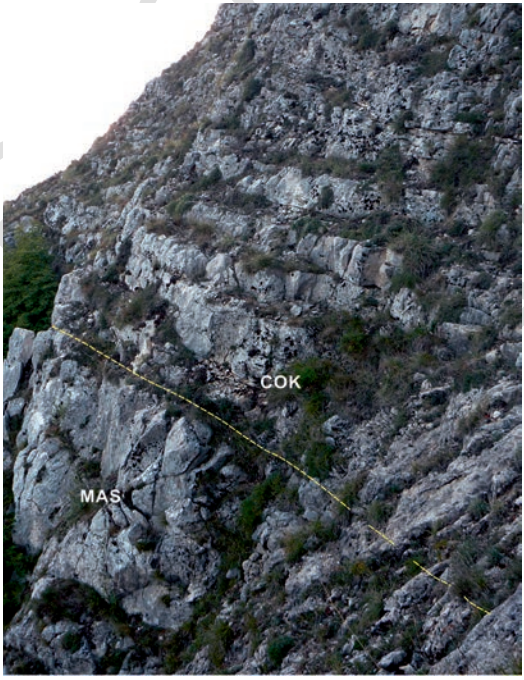


Fig. 9 - *Limite stratigrafico MAS-COK in località Maceriana.*

PROGETTO

L'associazione micropaleontologica è costituita da *Thaumatoporella parvovesiculifera* (Rainieri), *Palaeodasycladus mediterraneus* (Pia), Porostromata, *Earlandia amplimuralis* Pantić, *Siphovalvulina* sp., *Trocholina* sp., *Glomospirella* sp., Valvulinidae, ostracodi, resti di molluschi ed echinodermi.

Tale associazione, anche in assenza di alcuni *marker* zonali, può essere riferita alle biozone a Valvulinidae e Rivulariaceae e a *Palaeodasycladus mediterraneus* e *Rivularia piae*.

L'ambiente di sedimentazione è di piattaforma carbonatica *s.l.*

Lo spessore dell'intera formazione non è valutabile poiché non sono presenti affioramenti dove siano presenti contemporaneamente tetto e letto. Nel settore di Maceriana la base del MAS è elisa per cause tettoniche e la formazione ha uno spessore di 400 m. Nel settore di Buco del Merlo il tetto della formazione è troncato dall'erosione successiva alla fase tettonica giurassica e pertanto si può ottenere solamente un'informazione relativa ad uno spessore minimo di 500 m circa.

Il citato membro MAS_1 nel Foglio ha spessore massimo 5 metri che non permette di cartografarlo alla scala 1:50.000. Affiora nella zona di Vallunga-F.te Pacone (spigolo NO del Foglio), dove costituisce il tetto del *Calcare Massiccio*, con giacitura conforme con il resto della formazione nonché con i sovrastanti *calcari dell'Infernaccio* (IFC), facenti parte del *gruppo del Bugarone* (BU). Affiora inoltre a Buco del Merlo-Prato Gelato, M. di Cambio e F.te Porana, in contatto inconforme sul sottostante MAS, e a sua volta ricoperto in discordanza da un ridotto spessore di IFC e di COK.

Il MAS_1 è formato da calcari bianco grigiastri, *packstone/wackestone*, con intercalati *grainstone*, con oncoidi, ooidi (nella parte inferiore), rari microoncoidi, cortoidi e peloidi, echinodermi, ostracodi, brachiopodi, spugne calcaree, gasteropodi, spicole di spugna, foraminiferi bentonici, tra cui agglutinanti di grandi dimensioni. Il contenuto in micrite aumenta verso l'alto. La stratificazione non è sempre distinguibile. Questi sedimenti si formano al *top* degli alti strutturali (PCP) creati dalla tettonica distensiva del Giurassico inf. (Centamore *et alii*, 1971, Bice & Stewart, 1990; Galluzzo & Santantonio, 2002; Morettini *et alii*, 2002; Marino, 2004; Marino & Santantonio, 2010), come a Vallunga-F.te Pacone, oppure, se limitati alla base e al *top* da *unconformity* (Buco del Merlo-Prato Gelato, M. di Cambio e F.te Porana), documentano trasporto e risedimentazione in corrispondenza di nicchie erosive lungo le paleoscarpate bordiere di alti strutturali (Marino, 2004; Marino & Santantonio, 2010).

Il contenuto fossilifero di MAS_1 è rappresentato da *Agerina martana* (Farinacci), *Involutina farinacciae* Brönnimann & Koehn-Zaninetti, *I. liassica* (Jones), *Paralingulina* gr. *tenera*, (Bornemann), *Earlandia amplimuralis* Pantic, *Krikoumbilica liassica* n.sp., *Trocholina* sp., *Meandrovoluta asiagoensis* Fugagnoli, Giannetti & Rettori, *Lenticulina* sp., Lagenidae, Nodosariidae, spicole di spugna, gasteropodi, bivalvi e resti di echinodermi. Tale associazione

PROGETTO CARG

può essere riferita alla biozona a *Valvulinidae*, *Nodosariidae* e *Echinodermata*.
Hettangiano -Sinemuriano *p.p.* (Pliensbachiano *p.p.* al *top* delle PCP)

1.3. - Corniola (**COI**)

Questa unità, insieme alla eteropica COK (§ 1.4.), rappresenta la prima sedimentazione a carattere bacinale *post-rifting* tetideo. Della formazione affiora la sola porzione superiore. Le esposizioni migliori sono individuabili lungo la dorsale che da poco a N di Albaneto si estende fino all'abitato di S. Angelo, vicino al limite NO del Foglio. A N di Vallunga la formazione, ridotta a pochi metri di spessore, poggia su una rampa di PCP *type* 2 (*sensu* Santantonio, 1994) ed è interposta tra IFC e RSN.

L'unità è costituita da calcari ben stratificati di colore grigio e nocciola, con selce grigia, nera e marrone chiaro in liste e noduli. Lo spessore degli strati varia dai 10-20 cm ai 60-80 cm. Sono presenti interstrati argillosi centimetrici di colore grigio-verdastro o giallastri. Prevalgono *mudstone* e *wackestone* con radiolari e spicole di spugna. La componente detritica, seppur ridotta, è costituita da *pebbly mudstone* e calcareniti da fini a grossolane con peloidi, ooidi, oncoidi ed intraclasti, e calcareniti bioclastiche ricche in echinodermi. Sono presenti laminazioni piano parallele ed incrociate e talora gradazioni. Nella parte alta si hanno alternanze di calcari marnosi bioturbati e calcareniti con laminazioni piano parallele e ondulate con intraclasti.

La formazione, a S della Valle di San Vito, fino ad Albaneto, è caratterizzata a luoghi dalla presenza di sciami di olistoliti di MAS di piccole-medie dimensioni.

Il passaggio ai soprastanti RSN (versante O di M. Pizzilli), è evidenziato da fiammate di colore rossastro ed aumento della frazione argillosa; la componente detritica si arricchisce inoltre di calcareniti oolitiche con caratteristiche patine arancioni.

Il contenuto macrofossilifero è rappresentato da rare ammoniti, frammenti di echinodermi, gusci di bivalvi e brachiopodi. L'associazione microfaunistica è caratterizzata dalla presenza di radiolari, spicole di spugna, *Glomospira* sp., Valvulindae, Nodosariidae, resti filamentosi, embrioni di ammoniti e resti di echinodermi. Pur non avendo un particolare valore stratigrafico essi permettono comunque di riferire l'unità alla biozona a *Radiolaria* e spicole di spugne.

L'ambiente di sedimentazione corrisponde ad un bacino pelagico/piede di scarpata.

Lo spessore non è valutabile nella sua interezza, quello affiorante è al massimo di circa 100 metri.

Pliensbachiano *p.p.* - Toarciano inferiore *p.p.* (età della porzione affiorante)

PROGETTO CARG

1.4. - CORNIOLA DETRITICA (**COK**)

Gli affioramenti di questa unità si rinvengono, da N a S, a partire dall'allineamento Posta-Albaneto e versante N di M. di Cambio fino al bordo SO del Foglio, al passaggio con il limitrofo F. 347 Rieti. Ulteriori limitati affioramenti si hanno lungo il versante occidentale del M. Boragine/M. Arcione, dove la COK è visibile in affioramenti discontinui in appoggio sulla paleoscarpata giurassica della PCP di M. Boragine (§ VIII 1.1.3.).

L'elevato contenuto di risedimenti caratterizza tale unità, a differenza della eteropica *Corniola*, a testimoniare la maggior vicinanza ad una area sorgente come la piattaforma carbonatica o una PCP.

Si tratta di prevalenti calcareniti e calciruditi bioclastiche, in strati di spessore da decimetrico a metrico, legate a flussi torbiditici di materiale proveniente dalla piattaforma carbonatica, con ooidi, bioclasti (molluschi, echinodermi, coralli, ecc.) e foraminiferi bentonici. Le tessiture *packstone*, *grainstone*, *rudstone* e *floatstone*, sono talora gradate e presentano diffuse laminazioni piano parallele (T_a-T_b; T_b e raramente T_c della sequenza di Bouma). Diffusa è la presenza di vere e proprie encriniti ("Marmarone" *Auctt*.), bancate di *pebbly-mudstone* e di *debris-flow* contenenti clasti di piattaforma, clasti micritici, coralli, crinoidi e gasteropodi. Sono subordinatamente presenti intercalazioni di calcari micritici nocciola a radiolari e spicole di spugna, analoghi a quelli della *Corniola*, specie nella parte alta, dove possono divenire prevalenti per alcune decine di metri di spessore; sono inoltre presenti interstrati argillosi verdastri. La selce (bianca/grigia) è prevalentemente in liste, più raramente in lenti e noduli. In prossimità di importanti motivi tettonici (versanti E e N di M. Bove e a S di M. Valloni), l'unità è caratterizzata da diffusa dolomitizzazione secondaria. Presso M. I Porcini la COK è sottilmente stratificata e con intercalazioni di strati detritici con intraclasti tabulari e spigolosi in matrice fine.

Nella formazione è stata distinta la *litofacies* della *corniola detritica con megabrecce* (*litofacies con olistoliti,* **COK_a**), nella quale sono presenti olistoliti di *Calcare Massiccio*.

Il limite inferiore con il MAS è netto e concordante ed è osservabile solo nella COK_a. La COK poggia con limite inconforme su MAS in corrispondenza delle aree di paleoscarpata nei dintorni del M. I Porcini e del M. Boragine. Il limite superiore con le sovrastanti RSN, osservabile sul versante E di C.le delle Scangive ed il versante O di Cimata di Castello e nell'area di Rif. Porcini, è graduale, avviene in pochi metri ed è caratterizzato dall'aumento degli interstrati argillosi, ma meno netto dell'equivalente passaggio fra COI e RSN.

Il contenuto paleontologico è rappresentato da crinoidi, echinodermi, coralli, brachiopodi, lamellibranchi, radiolari, spicole di spugna, ostracodi, *Agerina martana* (FARINACCI), Lagenidae, *Globochaeta alpina* LOMBARD, embrioni di ammoniti, resti filamentosi.

PROGETTO CARG

1.4.1. - *litofacies con olistoliti* (**COK$_a$**)

Questa *litofacies* occupa la porzione inferiore e media della formazione. Si tratta di calcari detritici stratificati in strati di spessore decimetrico e in banchi di spessore anche plurimetrico in cui sono presenti olistoliti di *Calcare Massiccio* (Fig. 10).

Olistoliti di grosse dimensioni (fino a centinaia/migliaia di metri cubi) sono presenti in località C.le dei Sassi, per un'estensione di circa 0,7 km^2, e nei dintorni della cava in località Carpelone, al km. 33 della strada 471 Posta-Leonessa.

In tutta l'area compresa tra il M. Elefante-I Porcini ed il limite occidentale del Foglio sono stati rilevati olistoliti di varie dimensioni, alcuni dei quali ottimamente esposti come quello appena sopra il Rif. Sebastiani (sul versante orientale del M. Terminillo; "megabrecce" in Cantelli *et alii*, 1978). Sulle pareti sub-verticali del versante sinistro di V.le Scura sono identificabili olistoliti anche di dimensioni ragguardevoli ma, ovviamente, non cartografabili.

In alcuni casi la superficie degli olistoliti è silicizzata e tappezzata da spalmature di micriti pelagiche condensate depositatesi prima del seppellimento. Gli strati detritici si presentano di solito come brecce intraformazionali con clasti di MAS; sono diffuse le calcareniti bioclastiche (*packstone*, *grainstone* e *floatstone*), con prevalenti frammenti di echinodermi, ricche in oncoidi, ooidi e peloidi, e le calcisiltiti. Subordinatamente sono presenti intercalazioni di calcari micritici (*mudstone* e *wackestone*) ed interstrati argillosi verdastri.



Fig. 10 - *Strati biodetritici di COK$_a$ affioranti nella monoclinale di M. Elefante-M. Valloni.*

PROOF

La presenza di selce in liste e noduli, di colore grigio, rosa o marrone chiaro, è abbondante. Diffusa è anche la presenza di bancate a *pebbly mudstone*, di laminazioni piano parallele ed incrociate e di gradazioni dirette (cresta occidentale del M. Elefante). Diffusi fenomeni di *slumping* sono osservabili sui versanti del M. Elefante e del M. Valloni.

Ad E della cima di M. di Cambio, sul versante che degrada verso Macchione, è stata rilevata una placca di brecce costituite da clasti di MAS in matrice dolomitizzata. Simili litologie, seppur in limitati affioramenti, sono state osservate anche nel settore de I Porcini e di M. Valloni.

Il limite inferiore (para) conforme della COK_a è osservabile in località Maceriana (strada Micigliano- Sella di Leonessa). In questo affioramento si osserva la progressiva diminuzione dello spessore dei banconi del sottostante MAS e, nello spazio di alcuni metri, la comparsa di una stratificazione netta. La COK_a poggia inconforme, con interposizione di lenti di MAS_1 e IFC, sul *Calcare Massiccio* lungo i tratti di paleoscarpata della PCP di M. di Cambio (§ VIII 1.1.2.2.).

Il limite superiore, al passaggio con la sovrastante RSN, è osservabile nei pressi del Rif. I Porcini, presso Fonte dei Cavalli, sulla strada per Buco del Merlo e a NO della cima di M. di Cambio, dove è più netto. Gli ultimi metri di COK_a si presentano di colore grigio scuro e sono caratterizzati da bioturbazioni ed interstrati argillosi.

Il contenuto macro e microfaunistico è rappresentato da rarissime ammoniti, talora piritizzate (strada per Buco del Merlo), brachiopodi, crinoidi, gasteropodi, radiolari, spicole di spugna, Porostromata, *Palaeodasycladus mediterraneus* (Pia), *Thaumatoporella parvovesiculifera* (Raineri), *Involutina liassica* (Jones), *Siphovalvulina* sp., ?*Gaudrina* sp., *Ammobaculites* sp., Lagenidae.

L'intera formazione è compresa fra la biozona a *Radiolaria*, *Palaeodasycladus*, *Anthozoa*, *Hydrozoa* e la parte basale della biozona a "*Posidonia-Bositra*" e *Palaeodasycladus*.

L'ambiente di sedimentazione è di piede di scarpata/bacino prossimale.

Lo spessore non è inferiore a 500 m.

Sinemuriano *p.p.* - Toarciano inferiore *p.p.*

1.5. - calcari nodulari dell'infernaccio (**IFC**)

Delle quattro formazioni che costituiscono il *gruppo del Bugarone* (BU), nei Monti Reatini del F. Antrodoco solo quella dei *calcari nodulari dell'Infernaccio* (IFC) è chiaramente riconoscibile sul terreno. Altri limitati affioramenti, non cartografabili, sono probabilmente riconducibili ai *calcari nodulari e marne verdi de I Ranchi* (RNH).

Gli IFC affiorano nella zona di cima I Porcini (versante orientale del M. Terminillo), sul versante NO del M. di Cambio, allo spigolo NO del Foglio (area

PROGETTO CARG

di Vallunga-F.te Pacone) e in un piccolo affioramento ad O della cima del M. Boragine.

Nella prima area si tratta di calcari da grigi a rosati il cui assetto non è valutabile per la discontinuità degli affioramenti. Le tessiture prevalenti sono *packstone* e *floatstone* con ammoniti (anche embrioni) generalmente visibili in sezione, rare belemniti, bivalvi (*Diothys* sp.), echinodermi (crinoidi), brachiopodi, radiolari, spicole di spugna e foraminiferi bentonici.

Lo spessore non è valutabile essendo troncato dalle superfici di appoggio delle formazioni più recenti.

Nell'area di Vallunga-F.te Pacone, l'unità è rappresentata da *packstone-wackestone* con piccoli oncoidi e ooidi che diminuiscono fino a scomparire verso l'alto, con resti di bivalvi a guscio sottile, ammoniti, echinodermi e piccoli gasteropodi. Al tetto si osservano *wackestone* nodulari con embrioni di ammoniti.

Gli IFC giacciono in (para)concordanza con il sottostante MAS.

Il contenuto micropaleontologico è dato da *Agerina martana* (Farinacci), *Paralingulina gr. tenera* (Börnemann), *Involutina liassica* (Jones), *Spirillina* sp, *Lenticulina* sp., *Cornuspira* sp., *Ammobaculites* sp., resti di ammoniti, echinodermi, gasteropodi a guscio costato, ostracodi, "resti filamentosi", spicole di spugna e radiolari.

In base ai dati raccolti l'unità è compresa tra la biozona ad *Agerina martana* e *Involutina liassica* e parte della biozona ad abbondanti "*Posidonia-Bositra*".

L'ambiente di sedimentazione è di testata di PCP (*sensu* Santantonio, 1993, 1994) e in "plaghe" lungo la paleoscarpata.

Lo spessore è di pochi metri e si ipotizza un graduale ispessimento dell'unità verso i quadranti settentrionali fino al passaggio alla Corniola.

Pliensbachiano *p.p.* - Toarciano *p.p.*

1.6. - Marne di Monte Serrone (**RSN**)

Questa unità affiora in varie zone dei Monti Reatini, al tetto sia della COI che della COK. È presente anche a N del M. Boragine, al passaggio con il limitrofo F. 337 Norcia.

Le RSN sono formate, nella UMS, da un'alternanza di strati medi e spessi di calcareniti grigiastre, calcari marnosi, marne calcaree e marne di colore variabile dal grigio al verdastro al marrone e con sottili interstrati argillosi. Nel F. Antrodoco sono particolarmente presenti anche calcareniti e calciruditi detritiche, in genere oolitiche, caratterizzate dalla presenza di patine di colore arancio o rossastro e diffusi *pebbly mudstone*. Questa componente detritica e in special modo quella formata da ooliti ossidate, analogamente a quanto descritto per la COI e la COK, aumenta spostandosi verso le aree più vicine alla piattaforma (a S di Albaneto),

PROGETTO CARG

dove può anche rappresentare, localmente, la maggior parte della formazione e dove il rapporto calcari-calcari marnosi/marne-argille può diventare uguale o superiore a 1. Fra le strutture sedimentarie si riconoscono laminazioni incrociate, *hummocky cross-stratification*, oltre a gradazione e laminazioni piano parallele. Sono inoltre presenti liste sottili (1-2 cm) e noduli di selce prevalentemente nerastra. Livelli di *black shales*, legati all'evento anossico oceanico del Toarciano inf. (T-OAE; Jenkins, 1988), sono stati rilevati lungo la strada forestale tra Sella Facci e Buco del Merlo.

La formazione poggia in continuità stratigrafica sulla COI e COK_a, attraverso un intervallo che vede un iniziale aumento progressivo e la successiva rapida diminuzione della frazione argillosa. In località Cumulata tale passaggio è marcato da un caratteristico intervallo argilloso di colore giallo spesso alcuni decimetri. Il passaggio con la COK_a di solito è netto, ma nella zona di C.le Scangive-C.le Roseti si hanno, alla base delle RSN, calciruditi, brecciole e *pebbly-mudstone* che nascondono quasi del tutto detto passaggio. Nell'area del M. I Porcini-Rif. Maiolica è visibile l'appoggio stratigrafico inconforme delle RSN sul MAS, marcato da orizzonti di brecce e strati ricchi in noduli di ossidi ferrosi (Fig. 11). Depositi ascrivibili al *gruppo del Bugarone,* interposti in discordanza tra MAS e RSN, sebbene non cartografabili per l'esiguo spessore, sono stati riconosciuti sul terreno.



Fig. 11 - *Dintorni del Rif. Maiolica. Mineralizzazioni ad ossidi di ferro presenti nelle RSN in appoggio inconforme su una paleoscarpata di Calcare Massiccio.*

PROFILO

Il passaggio ai sovrastanti DPO (F.te Santogna), o ai POD (M. Boragine), è marcato da un aumento della componente calcarea a discapito di quella marnoso-argillosa e dalla diminuzione e scomparsa delle patine arancio-rossastre e generale aumento del colore grigio. Il passaggio è graduale e si realizza in uno spessore di circa 20 metri.

Il contenuto faunistico è rappresentato da spicole di spugne, rare ammoniti (localmente concentrate in prossimità degli *onlap* su MAS), echinodermi, radiolari ed ostracodi. Nei livelli risedimentati è particolarmente presente materiale di mare sottile, come oncoidi, frammenti di lamellibranchi, brachiopodi (rynchonellidi, come osservabili fra Rif. Porcini e la F.te dei Cavalli) e coralli. *Thin-shelled-bivalves* (*sensu* Conti & Monari, 1992) si hanno nella parte alta della RSN.

Biozona a *"Posidonia-Bositra"* e *Nodosaridae*.

L'ambiente di sedimentazione è di scarpata/bacino prossimale. I livelli marnosi e a *black shales* presenti nella parte bassa testimoniano la crisi di acidificazione e conseguente eutrofizzazione oceanica legata al T-OAE.

Lo spessore dell'unità, solitamente di poche decine di metri in altre sezioni dell'Appennino, nell'area del Foglio risulta variabile: da pochi metri nell'area di M. I Porcini, dove sono stati riconosciuti appoggi stratigrafici su paleoscarpate, raggiunge i 100 metri a causa del cospicuo afflusso di materiale detritico. L'età è ricavata da dati di letteratura e per posizione stratigrafica.

Toarciano inferiore *p.p.* - Toarciano superiore *p.p.*

1.7. - Rosso Ammonitico (**RSA**)

Sono stati rilevati solo tre affioramenti dove è presente il *Rosso Ammonitico*: a F.te Porana, al Rif. Maiolica e nell'area di F.te Pacone/F.te Renaro (a N del M. di Cambio). Tutti e tre gli affioramenti sono ubicati in prossimità di una PCP. L'affioramento più esteso è quello di F.te Pacone (Fig. 12), al passaggio con il F. 337 Norcia.

Si tratta principalmente di calcari marnosi, marne e argille marnose di colore rosso scuro o grigiastro, talora maculati (o a fiamme), dal tipico aspetto nodulare. Lo spessore degli strati è generalmente sottile (10-15 cm), raramente medio. Dal punto di vista faunistico il contenuto è rappresentato da resti filamentosi ed embrioni di ammoniti.

Per quanto è stato possibile osservare negli affioramenti di F.te Pacone e Rif. Maiolica i rapporti tra il RSA e le RSN sono eteropici. Non sono osservabili direttamente i limiti inferiore e superiore della formazione.

L'ambiente di sedimentazione è quello di paleoscarpata o rampa superiore vicina al *top* di una PCP.

Lo spessore totale dell'unità non è valutabile; in affioramento se ne osservano

PROGETTO CARG



Fig. 12 - *Affioramento di Rosso Ammonitico presso Fonte Pacone. Sono ben riconoscibili gli strati che emergono dal detrito costituiti da calcari marnosi alternati a livelli argilloso-marnosi.*

solo pochi metri, fino ad un massimo di 15-20 metri a F.te Pacone.

L'attribuzione alla biozona a *"Posidonia-Bositra"* e *Nodosaridae* e l'età sono ricavate da dati di letteratura.

Toarciano inferiore *p.p.* - Toarciano superiore *p.p.*

1.8. - Calcari e Marne a Posidonia (**POD**)

Questa formazione è presente in limitati affioramenti: alcuni al limite settentrionale del Foglio, presso M. Pizzilli e versante occidentale di M. Arcione ed altri lungo il bordo nord-occidentale del Foglio, a contatto con il F. 347 Rieti, al letto del sovrascorrimento M. Palloroso-M. Tolentino (§ VIII 2.1.1.).

In molti di questi affioramenti i POD non ricoprono il *range* temporale dell'intera unità come conosciuta in letteratura in quanto, se presente l'intero Giurassico medio, passano verso l'alto alla *litofacies granulare* degli eteropici *calcari detritici a Posidonia* (DPO_a, § 1.9.1.). Sul versante O di M. Arcione, invece, i POD sono rappresentati fino al passaggio con il sovrastante *membro selcifero* (CDU_1),

con alcuni metri di risedimenti oolitici (DPO_a), non cartografabili, presenti al loro passaggio.

Si tratta di calcari micritici dall'avana al marroncino chiaro, con selce in noduli e liste, generalmente di colore chiaro. Frequenti sono i livelli torbiditici, a tessitura *packstone*, più raramente *grainstone,* con ooliti. Il passaggio dalla formazione sottostante RSN è segnato da un ripristino della sedimentazione carbonatica, accompagnato dal ritorno di lenti selcifere che sono rare nelle *Marne di Monte Serrone.*

La formazione contiene radiolari, ma distintivi sono i bivalvi posidoniidi in quantità litogenetica.

L'ambiente è di bacino.

Lo spessore massimo si aggira sui 130 metri.

L'età è dedotta dalla letteratura e per posizione stratigrafica.

Toarciano superiore *p.p.* - Bajociano *p.p.*

1.9. - calcari detritici a posidonia (**DPO**)

Si intende con questa unità il corrispettivo eteropico dei *Calcari e Marne a Posidonia* (POD), più ricco di risedimenti e nei quali, inoltre, manca del tutto o quasi la base marnosa ed il tetto è di solito formato da una tipica *litofacies granulare* a bancate oolitiche (calcari "granulari" *pars. Auct*., DPO_a), facilmente riconoscibile sul terreno per la sua natura massiva.

La formazione affiora estesamente ad E della dorsale de La Montagnola e sul versante orientale di M. Pizzilli (qui attraverso la sola *litofacies* DPO_a); in modo più frammentario nel settore compreso tra i rilievi orientali di M. Terminillo, M. Ritornello, C.le delle Pozze ed il M. di Cambio (Fig. 13).

È inoltre diffusamente presente più a S, al confine con il limitrofo F. 347 Rieti, presso C.le delle Scangive e sulla dorsale di Cimata di Castello.

La parte basale dei DPO ha caratteri comuni con i POD, da cui si differenziano per la mancanza o la esiguità delle marne, presenti solo a luoghi e per qualche metro alla base, il numero elevato di intercalazioni detritiche, con *filaments* all'interno, e per le tessiture più grossolane. Si tratta di *wackestone-packstone* da avana a grigi, contenenti radiolari e bivalvi posidoniidi, con livelli di selce; si intercalano, in maniera sempre molto consistente e a volte del tutto preponderante, livelli di risedimenti di spessore anche plurimetrico, in genere oolitici ma anche formati da intraclasti, frequentemente gradati e laminati verso la sommità. I risedimenti sono presenti in modo particolare alla base e verso il passaggio alla *litofacies granulare* DPO_a, che è caratterizzata dalla quasi scomparsa dei livelli più fini. Il passaggio dalle sottostanti RSN è graduale in pochi metri. A F.te Santogna al passaggio si hanno calcareniti con laminazioni incrociate e *hummocky,* cui si intercalano

PROGETTO CARG

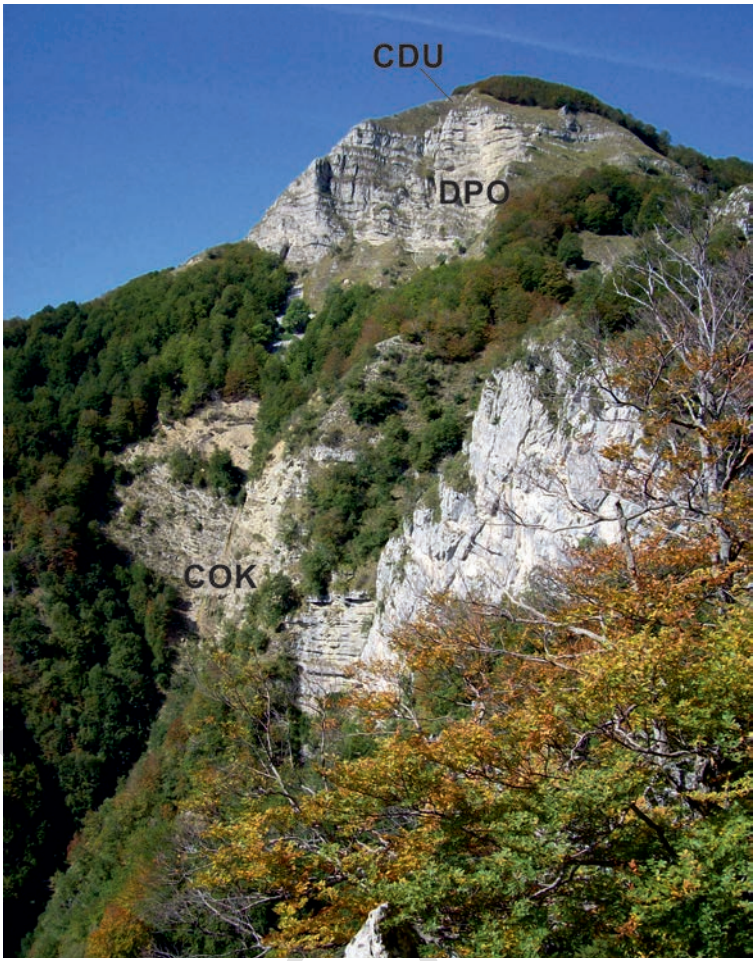


Fig. 13 - *C.le delle Pozze. Affioramento della successione di transizione sabina dall'unità COK (in basso) ai CDU (cima). Si notano le tipiche bancate della formazione dei DPO nella parte alta del Colle.*

marne verdi ricche in *filaments* e a cui seguono calcari marnosi con interstrati argillosi grigiastri e calcareniti oolitiche biancastre prive delle ossidazioni arancioni tipiche degli RSN e il cui spessore aumenta progressivamente.

Il contenuto fossilifero nei DPO è dato da *filaments*, radiolari, echinidi (a volte encriniti). In alcuni limitati settori sono stati rilevati pacchi di strati in cui i *filaments* assumono un caratteristico colore rosso legato agli effetti della presenza di ossidi (es. F.te Santogna).

1.9.1. - *litofacies granulare* (**DPO_a**)

La *litofacies granulare*, cartografata quando di spessore consistente e quando si è riusciti a distinguerla nettamente dal resto della formazione, occupa tutta la parte alta o medio/alta dei DPO, rappresentando probabilmente un periodo in cui nella vicina piattaforma, o rampa, erano assenti i biocostruttori. Vi prevalgono, specialmente al tetto, calcareniti oolitiche biancastre e avana (tessitura *packstone/grainstone*), spesso ben sciacquate e talora gradate, in strati e banchi anche plurimetrici, spesso amalgamati e talora con base erosiva. A luoghi (es. C.le delle Pozze) sono presenti banconi oolitici con plaghe encrinitiche. Si hanno inoltre rari calcari micritici (*mudstone* e/o *wackestone*) contenenti bivalvi con guscio sottile e radiolari, di colore variabile dal bianco avorio all'avana al marroncino chiaro, talvolta con sfumature rossastre, anche con selce. Quest'ultima è quasi del tutto assente negli intervalli a netta prevalenza oolitica. La DPO_a si può avere anche direttamente al di sopra della parte inferiore e media dei *Calcari e Marne a Posidonia* (POD). Questa situazione è ad es. osservabile sul M. Pizzilli.

Il passaggio ai sovrastanti *Calcari Diasprigni* (CDU) è generalmente segnato dalla scomparsa delle bancate oolitiche e dal deciso aumento della selce, che talora diventa prevalente, con subordinati *mudstone-wackestone* a radiolari. Ove ci sia il passaggio ai *calcari diasprigni detritici* (CDI), come nella zona di C.le delle Scangive e lungo la fascia fra Cerqua e M. Pizzilli, nella parte N del Foglio, la distinzione fra i DPO_a e i sovrastanti calcari diasprigni detritici è data principalmente dal tipo di risedimento (si passa da *grainstone* oolitici a *packstone-grainstone* fini intrabioclastici). In questo caso il limite temporale risulta piuttosto dubbio e potrebbe rientrare al passaggio con il Bathoniano (si veda anche N.I. F. 347 Rieti, in stampa).

L'ambiente di deposizione della formazione DPO è di rampa medio-distale, o *slope s.l.*

Lo spessore varia in funzione della quantità di apporti detritici, fino ad un massimo di 150 metri.

L'età è desunta dalla letteratura e dalla posizione stratigrafica.

Toarciano superiore *p.p.* - Bajociano (*p.p.?*)

1.10. - Calcari Diasprigni (**CDU**)

I *Calcari Diasprigni* affiorano sui due fianchi dell'anticlinale de La Montagnola, nell'area tra F.so La Ferge - Rif. Vallebona-C.le dei Tratturi, tra M. il Brecciaro e M. Ritornello ed infine sui versanti O e S del M. Boragine-M. Arcione (Fig. 14).

PROGETTO CARG



Fig. 14 - *Versante O di M. Arcione. Affioramento della parte bassa dei Calcari Diasprigni, membro selcifero (CDU$_1$).*

Le pessime condizioni di affioramento e la contemporanea presenza di intercalazioni detritiche spesso non consentono di distinguere con certezza i CDU dagli eteropici *calcari diasprigni detritici* (CDI), a prevalenti risedimenti.

I CDU sono suddivisibili in una parte inferiore, formata dal *membro selcifero* (CDU$_1$), ed una superiore, formata dal *membro dei calcari a Saccocoma e Aptici* (CDU$_2$).

L'ambiente di formazione è di bacino prossimale.

Lo spessore totale della formazione varia tra 50 e 70 metri, per arrivare fino a circa 100 metri per locali ispessimenti dovuti a maggiori apporti detritici.

1.10.1. - *membro selcifero* (**CDU_1**)

Questo membro è costituito da prevalenti radiolariti silicee di colore variabile dal verde al grigio scuro, raramente rosso violaceo, con strati a geometria tabulare o *pinch and swell* con spessore generalmente centimetrico e occasionalmente interstrati argillosi verdastri. Sono presenti intercalazioni di calcareniti fini bioclastiche, ricristallizzate, e calcisiltiti di colore variabile tra l'avana e il marrone chiaro e il grigiastro, con tessiture *grainstone-packstone*, organizzate in strati sottili e raramente medi; calcari marnosi verdastri parzialmente ricristallizzati e/o dolomitizzati; calcari a radiolari con tessitura *mudstone*. Nella parte calcarea si osserva sporadicamente selce in noduli. Talora è possibile osservare una laminazione piano parallela.

La stratificazione regolare all'interno del membro è spesso interrotta da grossi apporti detritici bioclastici, con geometria lentiforme, spessore massimo plurimetrico e con base erosiva, in particolare nell'area di C.le del Pozze-M. Piano.

La parte silicea è presente in affioramenti didattici a F.so la Ferge e sul versante sud-occidentale del M. di Cambio.

A C.le delle Pozze in una sezione sufficientemente esposta si osservano i caratteri principali della formazione. Dopo pochi metri di calcareniti bioclastiche, nelle quali è contenuto il passaggio ai sottostanti DPO, affiorano liste di selce policrome (da rossa a grigia a verde) con sottili intercalazioni detritiche a echinodermi o *mudstone-wackestone* a radiolari. La stratificazione è interrotta da un potente bancone detritico.

Il limite inferiore del membro, al passaggio con DPO o POD, è netto e marcato dal cospicuo aumento della selce, una generale diminuzione dello spessore degli strati e la repentina sostituzione del detrito oolitico con detrito bioclastico.

Il membro CDU_1 passa superiormente al membro CDU_2.

Il contenuto fossilifero di CDU_1 è dato da radiolari e rari filaments. I livelli biodetritici sono caratterizzati dalla presenza di resti di echinodermi, *Protopeneroplis striata* Weynschenk, *Mohlerina basiliensis* (Mohler), *Tubiphytes* sp. e Porostromata.

Tale intervallo può essere riferito alle biozone a "*Posidonia-Bositra"* e Radiolari e a Radiolari.

L'ambiente di sedimentazione è di bacino.

Considerata la presenza di intercalazioni detritiche, lo spessore massimo del membro raggiunge valori di 70-80 metri.

Bajociano *p.p.* - Kimmeridgiano *p.p.*

PROGETTO CARG

1.10.2. - *membro dei calcari a Saccocoma ed Aptici* (**CDU$_2$**)

Questo membro è ben esposto sul versante meridionale del M. di Cambio e nell'area compresa tra Albaneto e il limite settentrionale del Foglio, dove sono presenti affioramenti in cui è possibile riconoscere più facilmente la presenza di *Saccocoma*; ulteriori affioramenti sono presenti sui versanti nord-occidentali del M. Boragine.

Si tratta di prevalenti calcari e calcari marnosi selciferi, in strati sottili e medi (da centimetrici a 20 cm), generalmente verdastri e, localmente, parzialmente dolomitizzati; i calcari hanno tessitura *wackestone* e *packstone* con frazione detritica bioclastica fine, sono presenti inoltre strati di *rudstone* a crinoidi e brecce intraclastiche. Rispetto al membro sottostante si nota una netta diminuzione del contenuto in selce. La presenza di *Saccocoma* (generalmente mal conservato) e aptici è variabile, non abbondante; la zona a maggior diffusione è il M. Boragine.

Il passaggio alla sovrastante *Maiolica* MAI avviene gradualmente attraverso l'aumento della porzione calcarea micritica a frattura concoide, di colore biancastro, inizialmente opaco e con diffusa presenza di macule violacee e marroni; si ha inoltre l'aumento dello spessore degli strati. La selce diminuisce ulteriormente e diviene di colore violaceo in liste interstrato e noduli. A livello biostratigrafico scompare inoltre il *Saccocoma* mentre si hanno le prime calpionelle, anche se al M. Boragine e specialmente sui suoi versanti nel limitrofo F. 337 Norcia per alcuni metri sono stati rilevati entrambi i fossili contemporaneamente.

L'associazione micropaleontologica è caratterizzata da resti di *Saccocoma* sp., aptici, rari radiolari, *Colomisphaera* sp. e *Cadosina* sp. Essa permette di riferire tale membro alle biozone a Radiolari e *Saccocoma* e a *Colomisphaera* e *Saccocoma.*

L'ambiente di sedimentazione è di bacino.

Lo spessore massimo è di circa 30-40 metri.

Kimmeridgiano *p.p.* - Titoniano superiore *p.p.*

L'età dell'intera formazione CDU è:

Bajociano *p.p.* - Titoniano superiore *p.p.*

1.11. - calcari diasprigni detritici (**CDI**)

L'unità affiora a O di Posta e al M. Pizzilli-M. Nocella. È inoltre presente in due piccole aree presso lo spigolo sud-occidentale del Foglio: ad O di C.le delle Scangive, al passaggio col F. 347 Rieti e, in piccoli lembi (all'interno di uno *splay* tettonico), a S di Vena Rocca fino al confine con il F. 358 Pescorocchiano (dove questi affioramenti sono erroneamente cartografati come *Corniola*, COI). Solo in quest'ultime aree, in analogia a quanto riportato nel contiguo F. 347 Rieti, l'unità

PROGETTO CARG

è stata suddivisa nei due *membri* dei *diaspri detritici* (**CDI_1**) e dei *calcari detritici a Saccocoma ed Aptici* (**CDI_2**).

L'unità è costituita da prevalenti calcareniti torbiditiche contenenti nella parte bassa poche ooliti, aggregati algali e bioclasti, che diventano preponderanti verso l'alto e costituiti da abbondanti, talora esclusivi, frammenti di echinodermi. Le torbiditi calcaree hanno tessitura *packstone-grainstone* e presentano normalmente gradazione diretta, con granulometria variabile dalla sabbia medio-fina a quella grossolana, con sequenze di Bouma incomplete, generalmente T_{a-b}, più raramente T_{a-c}. Gli strati presentano spessore da decimetrico a metrico. La selce, di colore bianco, è in noduli, liste e strati irregolari; quasi tutti gli intervalli detritici presentano diverso grado di silicizzazione e desilicizzazione. Ai risedimenti si intercalano, nella parte bassa, livelli o pacchi di selci e calcari selciferi varicolori, analoghi a quelli del membro CDU_1, e, nella parte alta, calcari micritici o microdetritici con selce, di colore chiaro, correlabili al membro CDU_2.

Il limite inferiore dei CDI con i DPO_a è netto e potrebbe avvenire non nel Bajociano ma al passaggio con il Bathoniano. Negli affioramenti più a N il passaggio verso l'alto è con la *Maiolica* (MAI), con netta diminuzione delle calcareniti e della selce e la comparsa dei primi *mudstone-wackestone* bianchi (con calpionelle); in quelli a S è con la *maiolica detritica* (MAD), dato dalla comparsa delle prime bancate detritiche molto più grossolane che nei CDI e dalle intercalazioni di *wackestone* e *packstone* microdetritici avana.

Il contenuto fossilifero è dato da alghe verdi, coralli, echinodermi, molluschi, briozoi, frammenti di ellipsactinie, spicole di spugna e aptici. L'associazione micropaleontologica è costituita da *Protopeneroplis striata* Weynschenk, *Coscinoconus limognensis* (Pellissie & Peybernés), *Trocholina alpina* (Leupold), *Mohlerina basiliensis* (Mohler), *Nautiloculina c*f. *oolithica* Mohler, ?*Mercierella dacica* Dragastan, *Colomisphaera carpatica* (Borza), *Cadosina* sp., *Saccocoma* sp., *Tubiphytes* sp. e radiolari.

Da letteratura ed in base ai campioni raccolti la formazione è riferibile a buona parte della biozona a "*Posidonia-Bositra"* e *Protopeneroplis striata* ed alle biozone a Radiolari e *Tubiphytes morronensis* e a *Saccocoma* e *Tubiphytes morronensis.*

L'ambiente di sedimentazione è di scarpata distale.

Lo spessore totale della formazione è di poche decine di metri.

Bajociano *p.p.*/Bathoniano - Titoniano superiore *p.p.*

1.12. - maiolica detritica (**MAD**)

Questa unità affiora, in giacitura rovescia, lungo una ristretta fascia a direzione SSO-NNE fra lo spigolo SO del Foglio ed il versante orientale di Cimata

PROGETTO CARG

del Castello e caratterizza uno degli *splay* tettonici presenti al fronte dell'unità tettonica Cavallo/Boragine (§ VIII 2.1.3.). Della formazione affiora la sola parte bassa (con anche il passaggio dai CDI_2, a S di Vena Rocca). Più a S, nel contiguo F. 358 Pescorocchiano, il proseguo di affioramenti della MAD, come i CDI_2, è stato erroneamente cartografato come *Corniola* (COI).

La MAD è di ambiente più prossimale alla piattaforma carbonatica (o alle PCP) della eteropica MAI e si presenta decisamente più detritica nella parte bassa (alta topograficamente) mentre rimane pulita in quella alta, tale da assumere quasi l'aspetto della *Maiolica*.

La parte più bassa e detritica è costituita da prevalenti calcareniti e calciruditi risedimentate, di colore chiaro, a frammenti di echinodermi, rudiste, coralli, idrozoi, spesso diffusamente ricristallizzate. Sono intercalati strati di *wackestone* e *packstone* microdetritici avana che diventano sempre più preponderanti verso l'alto, dove si hanno anche micriti biancastre e beige/giallastre e micriti grigie (fino a nerastre) a radiolari, in strati sottili e medi e con selce scura e rari interstrati argillosi.

Il tetto della formazione e il passaggio alle sovrastanti *calcareniti e calciruditi a Fucoidi* (CCF) non sono presenti in affioramento.

L'associazione micropaleontologica è data da *Calpionella alpina* Lorenz, *C. elliptica* Cadisch, *Calpionellopsis simplex* (Colom), *C. oblonga* (Cadisch), *Calpionellites darderi* (Colom), *Colomisphaera carpatica* (Borza), *C. fortis* (Nagy), radiolari e rari *Saccocoma* sp. (alla base), con associati resti di echinodermi, rari piccoli foraminiferi bentonici, ?*Mercierella dacica* Dragastan, *Neotrocholina valdensi* Reichel, nodosaridi. Tale associazione permette di attribuire l'unità all'intervallo compreso tra la biozona a *Crassicollaria, Calpionella, Lithocodium aggregatum e Tubiphytes morronensis* e la biozona a *Colomisphaera*, *Radiolaria* e *Lithocodium aggregatum.*

L'ambiente di sedimentazione è di scarpata distale/bacino prossimale poco profondo.

Lo spessore massimo affiorante è di circa 120 metri.

Titoniano superiore *p.p.* - Neocomiano (età della porzione affiorante)

1.13. - Maiolica (**MAI**)

Questa formazione è presente in tutta la parte centro-settentrionale del settore dei Monti Reatini ed in una ristrettissima fascia sul versante E di M. Bove.

Si tratta di prevalenti calcari micritici a tessitura *mudstone* e calcareniti fini laminate (C.le Croce) bianchi o bianco-grigiastri, ben stratificati, con tipica fratturazione concoide e contenenti radiolari. Lo spessore degli strati è variabile tra i 20 cm e 1 m. È sempre presente selce, in liste e noduli, generalmente grigio chiara, talora violacea, nera al tetto della formazione.

PROGETTO CARG

Sono presenti strati detritici, composti da biocalcareniti ricche di resti di echinodermi, ma anche con frammenti di rudiste e orbitolinidi nella parte superiore della formazione. Sono presenti anche livelli a *pebbly-mudstone* come visibili ad es. sul M. Nocella (Fig.15).

Al tetto la MAI è sottilmente stratificata e decisamente più scura, con caratteristiche macule grigio-nerastre dovute a bioturbazione e probabile aumento della sostanza organica; inoltre, le variazioni degli apporti sedimentari nel bacino comportano la comparsa di caratteristici interstrati argillosi grigi.

Tra Volciano e Vallunga la MAI affiora con le caratteristiche tipiche della formazione ma il colore della roccia è giallo chiaro (tale fenomeno è stato segnalato anche nel F. 336 Spoleto). Il fenomeno è stato osservato anche a C.le delle Pozze alla base della formazione. Il colore giallognolo, insieme alla presenza di macule, è caratteristico anche della *Maiolica* che drappeggia il tetto delle PCP, come visibile sul versante O del M. Boragine.

A tratti sono presenti *slump* di materiale argilloso, come osservato sul versante meridionale del M. Ritornello.

Nell'area di S. Angelo la MAI si presenta con stratificazione da sottile (1-2 cm) a media, con selce rosa e viola chiaro, bioturbazioni e livelli detritici ricchi in crinoidi e dubitativamente ellipsactinie.



Fig. 15 - *Versante NE del M. Nocella.* Pebbly mudstone *all'interno della Maiolica.*

DOCUMENTO

Il limite inferiore dell'unità è graduale con la comparsa di strati biancastri progressivamente più micritici a frattura concoide, con selce in noduli anche di discrete dimensioni, come osservabile nel settore di M. Costa Acera. Tale passaggio è a volte marcato da un livello detritico costituito da una parabreccia di colore bianco i cui elementi scheletrici sono rappresentati da clasti intrabacinali di colore rosa (rilievi a N di Albaneto). Tra C.le dei Tratturi e Pozza dei Cavalli e a luoghi a M. Boragine il passaggio tra i CDU_2 e la MAI è caratterizzato da un intervallo detritico e bioclastico le cui caratteristiche sono simili a quelle della MAD ma il cui spessore è insufficiente per essere cartografata a questa scala.

Il passaggio alle soprastanti *Marne a Fucoidi* (FUC) è osservabile a M. Costa Acera, presso il cimitero di Vindoli, nei dintorni dell'abitato di San Clemente di Leonessa e sul versante occidentale del M. Nocella e di C.le Capoduro. Al tetto della MAI la stratificazione si assottiglia con presenza di strati calcarenitici finissimi, strati calcareo-marnosi biancastri e marnosi di colore rossastro e verdastro, fogliettati e con fratturazione prismatica. La frazione argillosa aumenta procedendo verso l'alto e la selce diventa di colore nero. Bioturbazione diffusa. Sono presenti strati di breccia intraclastica, matrice sostenuta, di colore grigio, con clasti da angolosi a scarsamente elaborati di colore rosa e rosso. I radiolari, anche deformati, sono talora abbondantissimi. Il definitivo passaggio alle FUC è graduale ed è stato posto in corrispondenza degli strati in cui diviene prevalente la componente marnoso-argillosa e sono ben individuabili alla lente i foraminiferi planctonici. In altri casi il tetto della MAI è ricco in componente biodetritica con resti di orbitolinidi e rudiste (località Capo Scura).

L'associazione micropaleontologica dei campioni prelevati è costituita complessivamente da *Crassiccollaria intermedia* (Durhna-Delga), *C.* cf. *parvula* Remane, *Calpionella alpina* Lorenz, *C. elliptica* Cadisch, *Remaniella ferasini* (Catalano), *Calpionellopsis simplex* (Colom), *C. oblonga* (Cadisch), *Tintinnopsella longa* (Colom), *Colomisphaera carpatica* (Borza), radiolari, rari *Saccocoma* sp. e *Apthicus* sp.; talora in associazione con *Protopeneroplis ultragranulata* (Gorbachik), *Charentia* sp., *Tubiphytes morronensis* Crescenti, *Koskinobullina socialis* Cherchi & Schroeder, nodosaridi e resti di echinodermi. Tale associazione permette di individuare l'intervallo compreso tra il Titoniano sup. *p.p.* e l'Hauteriviano *p.p.* L'associazione dei nannofossili calcarei è costituita da: *Watznaueria barnesiae* (Black, 1959) Perch-Nielsen, 1968*, Nannoconus* spp.*, Zeugrhabdotus embergeri* (Noël, 1959) Perch-Nielsen, 1984*, Braarudosphaera regularis* Black, 1973*, Micrantholithus* sp., che consentono una generica attribuzione all'intervallo Titoniano sup.-Aptiano inf.

Dalla biozona a *Crassicollaria* alla biozona a *Globigerinelloides blowi*.

L'ambiente di sedimentazione è di bacino, di modesta profondità (Farinacci *et alii*, 1981).

PROGETTO CARG

Lo spessore misurato è circa 270 metri nell'area di M. Costa Acera. Al M. Boragine supera i 300-350 metri.

Titoniano superiore *p.p.* - Aptiano inferiore *p.p.*

1.14. - Marne a Fucoidi (**FUC**)

Affiorano a M. Costa Acera, M. Ritornello, San Clemente, M. Cavallo, Vindoli e su tutto il versante occidentale della dorsale C.le Moretto-M. La Cerasa-M. Nocella. Affiorano inoltre al nucleo della piega anticlinalica rovescia di M. Boragine-C.le Capoduro.

Le caratteristiche litologiche della formazione sono alquanto variabili in funzione del contenuto argilloso e di quello detritico.

I litotipi più frequenti sono calcari marnosi grigi e grigio verdastri, spesso bioturbati, con interstrati argillosi anche centimetrici e patine manganesifere e ferrose. Si tratta generalmente di *wackestone* e *mudstone* a foraminiferi planctonici, radiolari e piccoli clasti.

Solo in pochi affioramenti predominano marne e marne argillose verdi e rosse con intercalazioni argillose (es. Macchiagrande). La stratificazione è sempre evidente e di spessore sottile e medio. La fratturazione è prismatica o a saponetta laddove è maggiore la frazione argillosa. La selce assume vari colori, dal verdastro al rosso; talora è presente in grossi noduli violacei (pendici occidentali del M. Nocella) ed è nera al limite sottostante con la MAI.

Alla testata di Valle Scura, in destra della cascata, i FUC assumono una particolare stratificazione ritmica costituita da strati medi calcarei e interstrati decimetrici marnoso/argillosi.

Sono presenti a più livelli, specie nella parte alta (albiana), al passaggio con la *Scaglia Bianca* (SBI), anche calcareniti fini e calciruditi bioclastiche in strati amalgamati, ricchi in orbitolinidi e rudiste, che testimoniano afflussi detritici provenienti dalla piattaforma carbonatica.

In sporadici affioramenti tra gli abitati di Albaneto e San Clemente sono stati rinvenuti livelli di *black shale* che, per posizione stratigrafica, sono riferibili al *livello Selli*. Solo localmente sono state osservate le caratteristiche tracce di bioturbazione a *Planolites* e *Chondrites*.

I primi strati sopra la *Maiolica* si presentano a luoghi come *grainstone* ad elementi bioclastici (rudiste, orbitolinidi) con *clay chip* alla base (es. cimitero di Vindoli). Il passaggio è graduale e marcato dall'aumento del contenuto argilloso.

Il passaggio alla soprastante *Scaglia Bianca* (SBI) è graduale e dato dalla progressiva ma rapida scomparsa delle marne e degli interstrati argillosi; inoltre compaiono banchi detritici di spessore metrico intercalati nella stratificazio-

PROGETTO CARG

ne regolare (preponderanti a Vindoli-C.le Forcella), costituita da calcari marnosi biancastri con tessitura *wackestone/floatstone*. Fra i foraminiferi planctonici il passaggio è marcato dalla comparsa di *Planomalina* sp.

Nella porzione inferiore dell'unità l'associazione micropaleontologica è caratterizzata da forme piccole e dalla scarsità di foraminiferi planctonici, che si ritrovano più abbondanti e grandi nella porzione superiore. Essa è costituita da *Hedbergella* spp., *H. sigali* Moullade, *Globigerinelloides ferreolensis* Moullade, *Macroglobigerinelloides* spp., *M. bentonensis* (Morrow), *Muricohedbergella planispira* (Tappan), *Ticinella roberti* (Gandolfi), *Biticinella breggensis* (Gandolfi), *Rotalipora ticinensis* (Gandolfi), rari foraminiferi bentonici e radiolari. Tale associazione, anche in assenza di alcuni *marker* zonali, può essere riferita all'intervallo che va dalla biozona a *Leupoldina cabri* a parte della biozona a *Rotalipora ticinensis*.

L'ambiente di sedimentazione è di bacino o di *slope* distale con occasionali episodi euxinici e apporti da zone rilevate di piattaforma carbonatica.

Lo spessore della formazione varia da 30 a 60 metri, in funzione del contenuto di risedimenti.

Aptiano inferiore *p.p.* - Albiano superiore *p.p.*

1.15. - calcareniti e calciruditi a fucoidi (**CCF**)

Questa unità affiora, in eteropia con i FUC, poco a N di Posta e in piccoli affioramenti a SE di Cimata di Castello, presso Vena Rocca, in corrispondenza di un ristrettissimo *splay* tettonico dell'unità Cavallo/Boragine (§ VIII 2.1.3.).

È affiorante la sola parte alta, costituita dalla *litofacies* delle *marne e calcareniti con selce* (**CCF_b**).

Si tratta in prevalenza di calciruditi bioclastiche e calcareniti più o meno fini ricche in orbitoline e rudiste, in strati e banchi metrici, spesso amalgamati e formanti caratteristiche pareti in rilievo. Subordinatamente sono presenti livelli di calcari (*wackestone* e *mudstone*) e calcari marnosi/marne, grigi o verdognoli fittamente stratificati, con interstrati argillosi verdi e con lenti di selce nera e violacea, contenenti fauna a planctonici.

Il passaggio alla sovrastante SBI_a (in successione sia dritta che rovescia), simile litologicamente, si riconosce attraverso le intercalazioni micritiche più chiare e contenenti *Rotalipora ticinensis* (Gandolfi) e *Planomalina praebuxtorfi* Wonders. Il passaggio alle sottostanti unità MAI o MAD o non è affiorante o è tettonico.

Il contenuto faunistico è dato da frammenti di rudiste ed orbitoline, radiolari, spicole di spugna e fra i foraminiferi planctonici da *Hedbergella* sp. e *Ticinella* sp.

Da parte della biozona a *Hedbergella* e *Orbitolina* a parte della biozona a *Rotalipora* e *Orbitolina*.

PROGETTO CARG

L'ambiente di sedimentazione è di *slope s.l.*
Lo spessore massimo affiorante è di poche decine di metri.
Albiano *p.p.* (età della porzione affiorante)

1.16. - Scaglia Bianca (**SBI**)

Questa unità affiora diffusamente nella parte centro-settentrionale dell'area dei M.ti Reatini, in particolare presso M. Costa Acera, presso l'abitato di Vindoli e, più diffusamente, a M. Cavallo, sui versanti della dorsale che da Favischio-C. le della Fonte arriva, verso N, fino al limite del Foglio ed infine presso C.le Capoduro. Un affioramento molto più ristretto è quello presso Vena Rocca, al bordo SO del Foglio, in continuità con i CCF dello *splay* tettonico dell'unità tettonica Cavallo/Boragine (§ VIII 2.1.3.).

Si tratta di calcari micritici bianchi, ben stratificati, con selce in noduli, lenti e strati, prevalentemente di colore nocciola o nero, ma anche arancione; la formazione contiene un'abbondante microfauna planctonica. Si hanno subordinate intercalazioni biodetritiche, lentiformi, spesso gradate e laminate, *pebbly mudstone*, con orbitolinidi e frammenti di rudiste, rari foraminiferi planctonici e noduli di selce bianca. Queste intercalazioni in più luoghi (area di Vena Rocca, Vindoli-C. le Forcella, M. Cavallo e per lunghi tratti fra Posta e C.le Leoncina) diventano prevalenti od esclusive, caratterizzando di solito tutta la parte bassa e media dell'unità, talvolta anche il tetto (Vindoli-C.le Forcella). Sulla base di ciò è stata distinta la *litofacies calcarenitica* (**SBI_a**), il cui spessore può superare anche le decine di metri (a C.le della Fonte e a Vena Rocca).

In questo Foglio la *litofacies calcarenitica* SBI_a, comprendente solitamente la biozona a *Rotalipora* e *Orbitolina* (tranne che nell'area NO del Foglio, a Vindoli-C.le Forcella, dove arriva al Turoniano basale, biozona a *Dicarinella* e *Radiolitidae*), sostituisce di fatto le unità detritiche CCF_3, (Albiano *p.p.*/Cenomaniano *p.p.*) e SCZ (parte basale della *scaglia detritica*, Cenomaniano *p.p.*/Turoniano inf. *p.p.*) di altri fogli CARG, evitando così una confusione nella lettura della Carta laddove esistano spezzoni di successione detritiche cenomaniane-alto cretaciche-paleogeniche che porterebbero ad una ripetizione delle formazioni SCZ-SAA-SCZ.

Il passaggio inferiore della SBI con le *Marne a Fucoidi* (FUC) è graduale per uno spessore di circa 10 metri, con aumento progressivo degli strati calcarei rispetto a quelli marnoso-argillosi caratterizzanti il tetto delle FUC. Agli strati calcarei continuano ad intercalarsi livelli di marne argillose verdastre, spessi fino ad alcuni cm. Convenzionalmente il passaggio FUC-SBI è stato posto con la comparsa della prima selce arancione o nocciola, solitamente in noduli, e di *Planomalina praebuxtorfi* e *Pl. buxtorfi* tra i microfossili. Maggiore attenzione alla fauna planctonica va posta laddove il passaggio sia fra le due unità detritiche SBI_a e CCF, (Vena Rocca e a N di Posta).

PROGETTO CARG

Il passaggio alla sovrastante *Scaglia Rossa* (SAA) avviene gradualmente in pochi metri con la comparsa dei primi strati rosati (rari), ma molto più distintamente, della selce color rosa o arancione e per la presenza, fra i microfossili, di *Helvetoglobotruncana helvetica* (Bolli).

Al tetto della SBI, nel Foglio, non è stato rinvenuto il *livello Bonarelli*, presente solitamente in molte parti del bacino Umbro-Marchigiano-Sabino, forse a causa della natura più prossimale e detritica dell'unità.

Il contenuto micropaleontologico è dato da *Planomalina praebuxtorfi* Wonders, *Pl. buxtorfi* (Gandolfi), *Praeglobotruncana delrioensis* (Plummer), *P. stephani* (Gandolfi), *P. gibba* Klaus, *Rotalipora appenninica* (Renz), *R. brotzeni* (Sigal), *R. cushmani* (Morrow), *R. greenhornensis* (Morrow), *Dicarinella algeriana* (Caron), *Whiteinella paradubia* (Sigal), M*acroglobigenelloides* sp., hedbergellidi e hetrohelicidi. Tale associazione permette di attribuire l'unità all'intervallo biostratigrafico dalla biozona a *Rotalipora appenninica* alla biozona a *Whiteinella archaeocretacica*.

L'ambiente è di bacino prossimale/*slope* distale

Lo spessore è fra 60 e 90 metri.

Albiano superiore *p.p.* - Turoniano inferiore *p.p.*

1.17. - Scaglia Rossa (**SAA**)

La formazione affiora lungo tutto il fronte orientale dei Monti Reatini, all'interno delle unità tettoniche Terminillo/Nocella e Cavallo/Boragine (§ VIII 2.1.2. e 2.1.3.). La SAA è stata suddivisa in due membri sovrapposti, SAA_4 e SAA_6, differenziati in parte in base alla litologia (la componente marnosa è maggiormente presente nel membro superiore) ma principalmente in base all'età, essendo il primo cretacico ed il secondo cenozoico, differenziandosi dalla classica ripartizione in tre membri della *Scaglia Rossa*, legata alla presenza o assenza di selce fra il Cretacico sup. e l'Eocene (Renz, 1951). Nell'unità tettonica Terminillo/Nocella affiora quasi sempre il solo membro cretacico, SAA_4 (§ 1.19.1.), ad eccezione di piccoli lembi di SAA_6 a M. Costa Acera e nei dintorni di Vindoli. Nell'unità tettonica Cavallo/Boragine (§ VIII 2.1.3.) possono invece essere presenti entrambi i membri.

Da notare che la SAA_4 da M. Bove a Cimata del Castello si presenta decisamente più detritica rispetto al resto dei Monti Reatini (in quanto più vicina in origine alla piattaforma) e per questo è stata introdotta una *litofacies calcareniticomicritica* (**SAA_{4a}**) che la contraddistingue.

Nela parte alta del membro SAA_4 (C.le Capoduro), o al passaggio fra i membri SAA_4 e SAA_6, spesso è interposto un orizzonte biodetritico del Campaniano *p.p.*-Maastrichtiano *p.p.*, cartografato come formazione dei *calcari cristallini*,

PROOF TO CARE

CTN (§ 1.18). Nella zona più settentrionale del Foglio (C.le Capoduro), e sul versante SE del M. Ritornello, la parte bassa della SAA_6 presenta un orizzonte con *slumping* e *debris-flow* di risedimenti in gran parte cretacici e cartografato come *litofacies detritica con brecce e slumping* (SAA_{6a}).

1.17.1. - *membro calcilutitico di Bacugno* (**SAA_4**)

Questo membro è ben esposto lungo tutto il fronte della linea OAS (§ VIII 2.1.) e, più a O, a M. Costa Acera e a C.le Forcella-Vindoli.

È costituito da calcari micritici rosa e rossi, ben stratificati, con selce in noduli, lenti e strati, di colore rosso-arancione, rosata nella parte basale e più raramente ocra e grigia; per tutto lo spessore dell'unità, ma specialmente nei primi metri, sono prevalenti strati di calcari bianchi, simili litologicamente alla formazione della *Scaglia Bianca*, legati a fenomeni di decolorazione (Fig. 16).

Sono presenti, in netta minoranza ma di più nella parte bassa, livelli o lenti detritiche tipo SAA_{4a}, che solo negli affioramenti più meridionali, sui versanti orientali di M. Bove e di Cimata del Castello, diventano preponderanti e sono cartografati. Di questa *litofacies* non si vedono i passaggi alle unità inferiore e superiore.



Fig. 16 - *Versante S di M. Cerasa. Scaglia decolorata e selce rosata alla base della Scaglia Rossa (membro SAA_4).*

PROGETTO

La SAA_4 poggia sempre sulla SBI o SBI_a (area di Vindoli-C.le Forcella). Nell'unità tettonica Terminillo/Nocella il passaggio superiore è con SCZ_2, attraverso uno *hiatus* sedimentario (dal Campaniano *p.p*. al Paleocene medio/sup.). La SAA_4 dell'unità tettonica Cavallo/Boragine può alternativamente passare verso l'alto: alla SCZ_2, ai CTN o al membro SAA_6 qualora i CTN risultino incartografabili o assenti (come a M. Costa Acera o a Vindoli-C.le Forcella) oppure al di sopra di essi siano ancora presenti spessori cartografabili di SAA_4 del Maastrichtiano (come sul versante orientale di C.le Capoduro). In quest'ultimo caso va specificato che fra i fossili nella SAA_4 è stata normalmente ritrovata *Contusotruncana contusa* (Cusman) ma non è stato mai rinvenuto il Maastrichtiano sommitale ad *Abathomphalus*.

L'associazione micropaleontologica è costituita da resti di echinodermi, prismi di inocerami, *Helvetoglobotruncana helvetica* (Bolli), *Marginotruncana renzi* (Gandolfi), *M. pseudolinneiana* Pessagno, *Marginotruncana coronata* (Bolli), *M. tarfayaensis* (Lehmann), *M. sinuosa* Porthault, *Dicarinella concavata* (Brotzen), *Dicarinella asymmetrica* (Sigal), *Globotruncana linneiana* (D'Orbigny), *Globotruncana arca* (Cushman), *G. bulloides* Vogler , *G. ventricosa* White, *Globotruncanita elevata* (Brotzen), *G. stuartiformis* (Dalbiez), *G. stuarti* (De Lapparent), *Pseudotextularia nuttalli* (Voorwijk), *P.* cf. *elegans* (Rzehak), *Rugoglobigerina* cf. *rugosa* (Plummer), *Contusotruncana patelliformis* (Gandolfi), *Radotruncana calcarata* (Cushman), *Gansserina gansseri* (Bolli), *Contusotruncana contusa* (Cushman), *Racemiguembelina fructicosa* (Egger), *Ventilabrella sp.*, heterohelicidi, *"Stomiosphaera" spherica* Kaufmann e *Pitonella ovalis* (Kaufmann). Tale associazione permette di riferire il membro all'intervallo compreso tra la biozona a *Helvetoglobotruncana helvetica* e la biozona a *Contusotruncana contusa/ Racemiguembelina fructicosa*.

L'ambiente di deposizione è di bacino prossimale/*slope* distale.

Lo spessore è compreso tra i 150 ed i 200 metri.

Turoniano inferiore *p.p.* - Maastrichtiano *p.p.*

1.17.2. - *membro calcilutitico-calcarenitico di S. Giusta* (**SAA_6**)

Questo membro affiora solo all'interno dell'unità tettonica Cavallo/Boragine, decisamente più detritico rispetto al membro SAA_4, tanto che a luoghi è difficile distinguere negli affioramenti la SAA_6 piuttosto che la eteropica *scaglia detritica* (SCZ_2, § 1.19.1.).

È costituito da calcari micritici e calcari marnosi, ben stratificati, di colore dal rosso mattone al rosa, ma anche verdastri e biancastri (specie nella parte alta), con selce rossastra e arancione, con abbondante microfauna. A più livelli, e special-

PROGETTO CARG

mente nella parte alta (Paleocene sup.-Eocene inf.), sono presenti intercalazioni, anche metriche, di biorisedimenti a macroforaminiferi (discocycline, nummuliti ed alveoline).

Nella parte bassa del membro è stata inoltre molto spesso distinta una particolare *litofacies* detritica.

1.17.3. - *litofacies detritica con brecce e slumping* (**SAA_{6a}**)

A pochi metri dalla base della SAA_6 è diffusamente presente in tutta l'area dei Monti Reatini una breccia poligenica, spesso con aspetto a "mortadella", della parte alta del Paleocene inf. (presenza di *Praemurica inconstans* (Plummer), *Globanomalina compressa* (Plummer) e *Subbotina sp.*), contenente clasti arrotondati di piattaforma carbonatica e/o bacino cretacici (con *Contusotruncana contusa*). Pochi metri sopra, nel Paleocene sup. basale (presenza di *Subbotina* spp., *Globanomalina compressa, G. ehrembergi* (Bolli), *Morozovella praeangulata* (Blow)), è presente un altro orizzonte detritico di spessore fino a plurimetrico (Fig. 16).

In esso si ritrovano clasti o interi pacchi di strati di *Scaglia* del Cretacico sup., nonché macroforaminiferi cretacici (fra cui *Orbitoides* sp., *Siderolites* sp. e *Omphalocyclus* sp.) e/o clasti vari di piattaforma carbonatica (con grossi frammenti di rudiste), fino a dimensioni decimetriche (Fig. 17).

La messa in posto dei due orizzonti detritici/caotici è stata per fenomeni gravitativi quali frane, *debris-flow* (con olistoliti) e *slumping*, probabilmente indotti da forti scuotimenti sismici che hanno interessato il bordo in annegamento della piattaforma (§ 3.19.; Reijmer *et alii*, 2015). Questa porzione a risedimenti caotici (sismobrecce e sismotorbiditi in Mutti *et alii*, 1984) è ben nota nella letteratura della Umbria-Marche (Baldanza *et alii*, 1982 e Montanari *et alii*, 1989).

Il membro SAA_6 poggia sulla parte sommitale del membro SAA_4 o sui sottostanti CTN (ad O di Bacugno, Coste di Scanzano); nel secondo caso il passaggio è segnato da un ritorno ad una sedimentazione e stratificazione tipiche della *Scaglia* bacinale. Nelle zone a maggior deposizione biodetritica del Paleogene basale (zone di canale e paleobassi morfologici), come fra M. Cavallo e C.le Ara Grande, la SAA_6 poggia sulla porzione medio-bassa della SCZ_2 (§ 1.19.1.). In quest'ultimo caso il membro SAA_6 ha base nel Cuisiano *p.p.* e manca la *litofacies* basale SAA_{6a}.

Superiormente la SAA_6 passa o alla *scaglia variegata* (VAS) per graduale aumento della componente terrigena e scomparsa della selce arancione (che può essere invece di colore nero) o alla *scaglia cinerea detritica* (CDZ), come sul versante orientale di M. Valloni, per netto incremento degli intervalli risedimentati, che diventano prevalenti. Va notato che il colore non è un carattere distintivo tra la VAS e la SAA poichè spesso entrambe risultano decolorate.

PROOF O CARG



Fig. 17 - *Fosso della Valle, versante NE di C.le Capoduro. Orizzonte detritico plurimetrico alla base della Scaglia Rossa cenozoica (litofacies SAA_{6a}).*

Il contenuto microfaunistico è costituito: per i foraminiferi planctonici da *Guembelitria cretacea* Cushman, *Eoglobigerina spp., Woodringina* cf. *claytonensis* (Loeblich & Tappan), *Parasubbotina pseudobulloides* (Plummer), *Subbotina triloculinoides* (Plummer), *Globanomalina compressa* (Plummer), *G. ehrenbergi* (Bolli), *Morozovella praeangulata* (Blow), *Igorina albeari* (Cuhman & Bermudez), *Glonanomalina pseudomenardii* (Bolli), *Morozovella acutispira* (Bolli & Cita), *Morozovella gracilis* (Bolli), *M. aragonensis* (Nuttall), *Acarinina bullbrooki* (Bolli), *Pseudohastigerina micra* (Cole), *Turborotalia* sp., *Globigerinatheka* sp., *Planorotalites* sp., *Chiloguembelina* sp.; per i fossili bentonici risedimentati, da: *Cuvillierina* cf. *sireli* Inan, *Elagizina dieni* (Hottinger),

Miscellanea sp., Polistrata alba (Pfender) Denizot, miliolidi (SBZ 2)*; Cuvillierina vallensis* (Ruiz de Gaona)*, Granorotalia sublobata* Benedetti, Di Carlo & Pignatti*, Ornanorotalia granum* Benedetti, Di Carlo & Pignatti*, Rotalia aff. trochidifoemis* (Lamarck), *Nummulites* cf. *partschi* de la Harpe, *N.* cf. *pratti* D'Archiac*, Slovenites decastroy* Hottinger*, Alveolina* spp.*, Discocyclina* spp. (SBZ 11). L'associazione a nannofossili calcarei è costituita da *Sphenolithus moriformis* (Brönnimann & Stradner, 1960) Bramlette & Wilcoxon, 1967, *S. radians* Deflandre, 1952, *Dictyococcites* sp., un olococcolite per il quale è stato adottato il termine *Lanternithus* per la sua affinità a questa forma, *Ericsonia robusta* (Bramlette & Sullivan, 1961) Edwards & Perch-Nielsen, 1975, *Chiasmolithus* spp., *Reticulofenestra* sp., e indica un'età Eocene inf.

Le associazioni sopra descritte permettono di attribuire tale membro all'intervallo biostratigrafico che va dalla biozona a *Parasubbotina pseudobulloides* alla biozona a *Morozovella aragonensis.* L'età viene però estesa al Luteziano *p.p.* (corrispondente alla biozona a *Hantkenina nuttalii*) in base ai dati di letteratura e a considerazioni stratigrafiche.

L'ambiente è di *slope* basale/bacino prossimale.

Lo spessore del membro è difficilmente valutabile in quanto essendo per lo più affiorante lungo il fronte esterno della linea OAS (§ VIII 2.1.) è spesso soggetto a fenomeni di delaminazione tettonica e piegamento. È inoltre molto variabile in funzione della quantità di risedimenti e frane sottomarine presenti al suo interno. Spessore massimo in affioramento fino a 150-200 metri.

Daniano - Luteziano *p.p.*

L'età della *Scaglia Rossa* nel suo insieme è:

Turoniano inferiore *p.p.* - Luteziano *p.p.*

1.18. - calcari cristallini (**CTN**)
(*cfr. formazione Orfento - OFE - nel F. 349 Gran Sasso*)

L'unità CTN è descritta in analogia ai Fogli 347 Rieti, 369 Sulmona, 360 Torre dÈ Passeri, 359 L'Aquila e 357 Cittaducale. Per caratteristiche deposizionali, di *facies* e posizione stratigrafica (evento sedimentario a scala regionale del Cretacico sup.), presenta anche forti analogie con la formazione "Monte Corvo" nel Gran Sasso (Van Konijnenburg *et alii*., 1999) e, specialmente, con la formazione "Orfento" della Majella (Crescenti *et alii,* 1969; Mutti *et alii*, 1996; Morsilli *et alii*, 2002), nome con il quale viene cartografata nel F. 349 Gran Sasso. I CTN sono riportati negli altri fogli CARG con età estremamente variabili, dal Cenomaniano al Paleocene. In questo Foglio essi sono molto limitati nel tempo e rappresentano, come nella zona dell'Orfento (Mutti *et alii*, 1996), la risposta sedimentaria (probabili *fan-deposit*s in progradazione) ad una generale tendenza

PROGETTO CARG

regressiva in piattaforma/bacino per abbassamento del livello marino, identificabile come una supersequenza del Campaniano *p.p.*-Maastrichtiano *p.p.* La formazione si ritrova quindi interdigitata all'interno della *Scaglia Rossa* e tende a sfumare spostandosi verso O-NO. Nell'area dei Monti Reatini ha tetto diacrono, in ringiovanimento verso gli affioramenti più meridionali a seguito dell'esaurirsi verso N degli apporti detritici maastrichtiani.

I CTN sono presenti nella parte N dell'area dei Monti Reatini del Foglio, lungo il fronte di accavallamento dell'unità tettonica Cavallo/Boragine (§ VIII 2.1.3.). In particolare si hanno ad O di Bacugno e sulla cima e il versante E di C.le Capoduro. Sono pressoché assenti negli affioramenti più occidentali (M. Costa Acera e zona di Vindoli-C.le Forcella).

Si tratta di *rudstone*, *grainstone* e *packstone*, biodetritici e saccaroidi, con frammenti di rudiste, echinodermi, prismi di inocerami, Rotaliidae, *Orbitoides* sp., *Lepidorbitoides* sp., *Loftusia* sp., *Sulcoperculina* sp., a cui si intercalano nella parte alta (quando presente) *wackestone* finemente biodetritici, laminati e *mudstone* con foraminiferi planctonici. Nelle *facies* più grossolane (parte bassa dell'unità) sono presenti anche litoclasti centimetrici derivanti dalla piattaforma carbonatica cretacica e dalla SAA_4 sottostante. Rara selce in noduli di colore biancastro.

Fra i microfossili sono presenti *Globotruncana linneiana* (D'Orbigny), *G. ventricosa* White, *Pseudotextularia nuttalli* (Voorwijk), *Contusotruncana fornicata* (Plummer), *C. patelliformis* (Gandolfi), *Gansserina gansseri* (Bolli), *Rugoglobigerina* sp, *Globotruncanella* sp., *Macroglobigerinelloides* sp. e Heterohelicidae.

Parte bassa e media della biozona a *Globotruncana, Globotruncanita* e *Orbitoides.*

L'ambiente di sedimentazione è di rampa distale (*distally steepened ramp* in Van Konijnenburg *et alii*, 1999; scarpata esterna nel F. 369 Sulmona).

Lo spessore massimo misurato (presso Bacugno) è di circa 35-40 metri.

Campaniano *p.p.* - Maastrichtiano *p.p.*

1.19. - scaglia detritica (**SCZ**)

È diffusamente presente nell'area dei Monti Reatini; gli affioramenti più estesi si hanno fra Cerqua (presso Posta), C.le Moretto e C.le Lungo, in successione spesso rovescia, lungo i fianchi occidentali della dorsale M. Nocella-M. La Cerasa, in successione diritta e ad E di M. Cavallo, lungo il fronte della OAS (§ VIII 2.1.3.).

La s*caglia* d*etritica* in quest'area del Foglio è solo cenozoica e si sovrappone al membro SAA_4 della *Scaglia Rossa* cretacica. Nell'intervallo Turoniano inf.-Campaniano *p.p.*, infatti, i risedimenti provenienti dalla piattaforma carbonatica

PROGETTO CARG

(sita più a SE essendo la più vicina area dei M. Giano-Nuria già annegata, § 3.19.) interessano le sole zone più meridionali del Foglio (*litofacies* SAA_{4a}, § 1.17.1.). In altri fogli CARG la SCZ ricopre temporalmente il tetto del Cretacico inf. e il superiore, con base coincidente a quella della eteropica SBI (si veda § 1.16.).

Per i motivi sopra specificati, e in linea con la suddivisione della SCZ adottata in altri fogli CARG (es. F. 366 Palombara Sabina), si descriverà il solo *membro calciruditico-calcarenitico* cenozoico (SCZ_2).

1.19.1 - *membro calciruditico-calcarenitico* (**SCZ_2**)

Prevalenti *grainstone*, *rudstone*, *floatstone* ed orizzonti di brecciole, biodetritici, a macroforaminiferi, alghe rosse, frammenti di coralli, echinodermi, briozoi, rari clasti molli e con foraminiferi planctonici. Sono intercalati rari *wackestone* biodetritici, spesso laminati e gradati, a foraminiferi planctonici. Gli strati sono in genere medio/spessi, sovente amalgamati e con base spesso erosiva.

Solitamente tutta la parte inferiore (Selandiano sup.-Ypresiano inf.) è contrassegnata dalla presenza, per rimaneggiamento, di foraminiferi planctonici, calcisferule e macroforaminiferi del Cretacico sup., quali: *Orbitoides* sp., *Simplorbites gensacicus* (Leymerie), *Siderolites calcitrapoides* Lamarck, *Lepidorbitoides socialis* (Leymerie), *Hellenocyclina beotica* Reichel, *Sivasella monolateralis* Sirel & Gunduz, *Omphalocyclus macroporus* (Lamarck), *Sirtina* sp., *Goupillaudina* sp., *Globotruncana lapparenti* Brotzen, *G. linneiana* (D'Orbigny), *G. arca* (Cushman), *G. bulloides* Vogler, *Globotruncanita elevata* (Brotzen), *G. stuartiformis* (Dalbiez), *G. ventricosa* White, *Contusotruncana patelliformis* Gandolfi), *Pseudotextularia nuttalli* (Voorwijk), *Marginotruncana* sp., *Macroglobigerinelloides* sp. Questi organismi si ritrovano abbondantissimi in *rudstone* e brecciole, spessi anche decine di metri, a scarsa matrice cenozoica caratterizzata da *Globanomalina* sp. *Morozovella* sp., *Subbotina* sp., *Miscellanea* sp., *Kathina* sp., *Elazigina* spp., *Cuvillierina sireli* Inan, *Discocyclina* sp. e *Polystrata alba* (Pfender) Denizot, e con associati frammenti di alghe rosse, briozoi, echinodermi, clasti molli a planctonici e clasti pluri-centimetrici di varie formazioni di piattaforma carbonatica del Cretacico inf. (ben visibili presso C.le Moretto, Fig. 18). Si riconoscono inoltre olistoliti, *slumping* e *debris-flow* (Fig. 19).

L'associazione faunistica indica un'età della base della SCZ_2 del Selandiano sup./Thanetiano inf. (SBZ2-3 di Serra-Kiel *et alii*, 1998), quindi non coeva, ma appena successiva, alla base della *litofacies detritica con brecce e slumping* (SAA_{6a}). Lo *hiatus* erosivo presente fra SCZ_2 e la SAA_4 sottostante si estenderebbe quindi da almeno il Campaniano *p.p.* al Paleocene sup. *p.p.*

L'inizio della deposizione della SCZ_2 potrebbe essere correlato con la grossa caduta del livello marino segnalata nelle curve di Snedden & Liu (2010) alla fine

PROGETTO CARG



Fig. 18 - *Versante SE di M. Ritornello. Breccia paleocenica con clasti eterometrici di piattaforma cretacica in matrice di Scaglia Rossa.*



Fig. 19 - *C.le Moretto. Olistolite di Scaglia Rossa cretacica* (SAA_4) *all'interno della scaglia detritica paleocenica* (SCZ_2).

del Selandiano. Non è da escludere che a luoghi al tetto della SAA_4 siano preservati lembi di CTN, su cui poggia direttamente la SCZ_2.

Verso l'alto, in assenza di tettonica, la SCZ_2 passa o alla SAA_6, con diminuzione degli orizzonti biodetritici e aumento dei *wackestone* a planctonici (come a E di M. Cavallo, con passaggio probabilmente all'interno dell'Ypresiano), o direttamente alla *scaglia variegata* (VAS) (a SO di M. La Cerasa il passaggio avviene nel Luteziano *p.p*), sempre più pulita e marnosa.

Il contenuto faunistico non rimaneggiato è costituito da *Alveolina* spp., *A. cremae* Checchia Rispoli, *Periloculina* sp., *Miscellanea* sp., *Miscellanites* sp., *Cuvillierina sireli* Inan, *C. vallensis* (Ruiz de Gaona), *Ornatorotalia granum* Benedetti, Di Carlo & Pignatti, *O. spinosa* Benedetti, Di Carlo & Pignatti, *Granorotalia sublobata* Benedetti, Di Carlo & Pignatti, *Slovenites decastroi* Hottinger, *Rotalia* aff. *trochidiformis* (Lamarck), *Elazigina lenticula* (Hottinger), *E.* cf. *subsphaerica* (Sirel), *Stomatorbina binkhorsti* (Reuss), *Nummulites* spp., *Ranikothalia* cf. *bermudezi* (Palmer), *Ranikothalia* cf. *sidensis* (Davies), *Daviesina* sp., *Orbitoclypeus* spp., *Discocyclina* spp., *Assilina* spp., *Nemkovella* sp., *Asterocyclina* spp., *Kathina* spp., *Sphaerogypsina globulus* (Reuss), in associazione con textulariidi, gavelinellidi, cibicididi, piccoli rotaliidi, *Polystrata alba* (Pfender) Denizot, echinodermi, alghe rosse, e briozoi; per i foraminiferi planctonici da *Globanomalina chapmani* (Parr), *G. pseudomenardii* (Bolli), *Morozovella velascoensis* (Cushmann), *M. occlusa* (Loeblich & Tappan), *M. angulata* (White), *M. aragonensis* (Nuttall), *Igorina* spp., *Acarinina* spp., *Turborotalia* sp., *Subbotina* spp.; per i nannofossili, l'associazione rinvenuta in un esiguo numero di campioni analizzati è rappresentata da *Thoracosphaera* sp., *Sphenolithus moriformis* (Brönnimann & Stradner, 1960) Bramlette & Wilcoxon, 1967, *Braarudosphaera* sp., *Zyghrablithus bijugatus* (Deflandre, 1954) Deflandre, 1959, *Micula* sp., *Coccolithus pelagicus* (Wallich, 1877) Schiller, 1930, *Chiphragmalithus* sp.

Le associazioni sopra descritte permettono di attribuire tale unità all'intervallo biostratigrafico che va dal Selandiano sup. al Cuisiano *p.p*., SBZ2-3-SBZ11 di Serra-Kiel *et alii* (1998). L'età dell'intero membro viene però estesa al Luteziano *p.p.* (biozona SBZ13) in base alla possibile locale estensione verso l'alto fino alla *scaglia variegata*.

L'ambiente di sedimentazione è di *slope* distale/bacino prossimale.

Lo spessore è difficilmente valutabile per la mancanza di affioramenti continui per tutto l'intervallo stratigrafico e non tettonizzati (pieghe e sovrascorrimenti). È inoltre estremamente variabile per la presenza dei risedimenti e dei variabili passaggi con SAA_6 e/o VAS. Il *range* va da circa 75 metri a sicuramente oltre i 250 metri.

Selandiano superiore - Luteziano *p.p.*

PROGETTO CARG

1.20. - SCAGLIA VARIEGATA (**VAS**)

Affiora saltuariamente in sottili e limitate scaglie tettoniche al fronte o nei pressi della linea OAS (§ VIII 2.1.3.) e in un limitatissimo affioramento a SO di M. La Cerasa. Lo spessore limitato e l'elevato stato di fratturazione non consentono di delimitare sempre tali affioramenti, che in alcuni casi sono stati quindi accorpati alla (in parte) eteropica formazione CDZ (§ 1.21.).

La VAS è formata da intercalazioni di calcari micritici, calcari marnosi e marne di colore variabile dal rosa/rosso al verdolino chiaro, in strati sottili e medi, con selce dal viola al nero al marrone. La componente marnosa cresce verso l'alto. Uniformemente diffusa è la presenza di foraminiferi planctonici Presenti, più o meno frequentemente, strati biodetritici a macroforaminiferi.

Il passaggio dalla SAA_6 o dalla SCZ_2 è raramente visibile sul terreno (T.te Rara); nel primo caso è graduale per aumento della frazione argillosa e la comparsa delle tipiche alternanze e fiammate rosate, biancastre e verdastre, nel secondo per il deciso aumento delle intercalazioni biodetritiche a macroforaminiferi e la presenza di livelli marnosi cinerei fogliettati.

L'associazione micropaleontologica dei campioni raccolti è costituita da *Acarinina bullbrooki* (BOLLI), *Globigerinatheka senni* (BEKMANN), *Globigerinatheka kugleri* (BOLLI, LOEBLICH & TAPPAN), *Turborotalia possagnoensis* (TOUMARKINE & BOLLI), *Turborotalia cerroazulensis* (COLE), *Pseudohastigerina micra* (COLE), *Subbotina* sp., *Hantkenina* sp., *Planorotalites* sp., *Chiloguembelina* sp. ed è indicativa di un intervallo appartenente all'Eocene medio.

L'ambiente è di bacino/*slope* distale.

Lo spessore affiorante è di poche decine di metri (massimo 30 metri).

L'età è desunta per posizione stratigrafica e dai dati di letteratura.

LUTEZIANO *p.p.* - PRIABONIANO *p.p.*

1.21. - SCAGLIA CINEREA DETRITICA (**CDZ**)

Affiora diffusamente, in giacitura rovescia, lungo la linea OAS (§ VIII 2.1.), in una fascia che decorre in senso SSO-NNE da Villa Ornaro alla parete E del M. Bove; inoltre: ad O di Micigliano, sui versanti E di M. Valloni e di M. Ritornello ed infine in una stretta fascia a N di Scanzano (struttura del M. Boragine/Capoduro).

Si distinguono abbastanza agevolmente due porzioni, una inferiore (superiore topograficamente), con risedimenti a macroforaminiferi, ed una superiore (inferiore topograficamente), più micritica e terrigena. Il passaggio tra le due, databile alla base dell'Oligocene, o nel Rupeliano *p.p.,* è riconducibile ad una serie di eventi globali fra loro concatenati (glaciazione Antartica e raffreddamento climatico; grossa caduta del livello marino; *Oi-1 event*, MILLER *et alii*, 1991; bas-

PROGETTO CARG

sissima diversità specifica dei foraminiferi planctonici (Shackleton & Kennet, 1975; Zachos *et alii*, 2001; Patterson *et alii*, 2004).

La parte bassa della CDZ è formata da prevalenti *rudstone* e più raramente *grainstone* e *packstone* e sporadica selce scura, con discocycline e nummuliti, in bancate spesse, amalgamate, con intercalazioni marnose; calcari marnosi e *wackestone/mudstone* grigio-verdastri, quasi sempre fittamente clivati e fogliettati (Fig. 20), a foraminiferi planctonici, in aumento spostandosi verso N.

È presente un orizzonte a *debris-flow* alla base e uno a brecce al tetto, con clasti di piattaforma carbonatica cretacica. Presso località Rainino, a NE di Cimata di Castello, la breccia contiene clasti eterometrici, da pochi centimetri fino a qualche metro cubo (*rock avalanching*, Fig. 21), di calcari cretacici (unità RDO e CMS) provenienti dalla vicina piattaforma carbonatica Laziale-Abruzzese. I clasti sono immersi in una scarsa matrice formata da marne verdastre a foraminiferi planctonici. Tutta questa prima parte della CDZ dovrebbe corrispondere alla porzione alto-eocenica (o al limite rupeliana *p.p.*) per la presenza, fra gli altri, di discocycline ed alveoline. Inferiormente il passaggio, laddove visibile poiché non tettonico, dalla sottostante SAA_6 o dalla VAS (es. al T.te Rara), qualora quest'ultima sia ancora distinguibile, è dato dal netto aumento degli intervalli biodetritici e dalla comparsa delle prime intercalazioni di marne grigio-verdastre.

Le marne grigio-verdastre diventano prevalenti nella porzione oligocenica della CDZ mentre le intercalazioni biodetritiche a macroforaminiferi, con a luoghi clasti di SAA_4, diventano subordinate.

La formazione passa superiormente (in basso topograficamente) all'*unità spongolitica* (SPT) attraverso un contatto più o meno tettonizzato (per sovrascorrimento), anche se in qualche caso (come a O di Micigliano e lungo il versante orientale di M. Valloni) il passaggio potrebbe essere, almeno per alcuni tratti, stratigrafico.

Il contenuto faunistico è dato per i macroforaminiferi da: *Halkyardia minima* (Liebus), *Linderina* cf. *brugesi* Schlumberger, *Discocyclina* sp., *Asterocyclina* sp., *Orbitoclypeus* sp., *Nummulites* sp., *Chapmanina gassinensis* (Silvestri), *Heterostegina* sp., *Operculina* sp., *Nephrolepidina* sp., *Amphistegina* sp., *Neorotalia* sp., *Eulepidina* sp., in associazione con *Gypsina moussaviani* Brugnatti & Ungaro, ?*Victoriella conoidea* (Rutten), *Astacolus* sp., *Miniacina* sp., *Planorbulina* sp., *Sphaerogypsina globulus* (Reuss), echinidi, briozoi, piccoli rotaliidi e alghe rosse; per i foraminiferi planctonici da: *Acarinina* cf. *bullbrooki* (Subbotina), *Morozovella* cf. *spinulosa* (Cushman), *Turborotalia* gr. *cerroazzulensis* (Cole), *T. cocoaensis* (Cushman), *Globigerinatheka* sp., *Pseudohastigerina* sp., *Hantkenina sp., Clavigerinella* sp., *Subbotina gortanii* (Borsetti), *Catapsydrax* sp., *Pseudohastigerina micra* (Cole), *Chiloguembelina cubensis* (Palmer), *Paragloborotalia* sp., *"Globigerina"* spp.; per i nannofossili l'associazione, scarsa e in cattivo stato di conservazione, è costituita da forme poco indicative quali:

PROOF ONLY



Fig. 20 - *Scaglia cinerea detritica formata da strati biodetritici con macroforaminiferi e intercalazioni marnose clivate, affiorante lungo il fronte di sovrascorrimento della linea OAS (versante E di M.Bove).*

Dyctiococcites bisectus (Hay, Mohler & Wade, 1966) Bukry & Percival, 1971, *Dyctiococcites* spp., *Sphenolithus moriformis* (Brönnimann & Stradner, 1960) Bramlette & Wilcoxon, 1967, *Sphenolithus* spp., *Cyclicargolithus floridanus* (Roth & Hay, 1967) Bukry, 1971, *C. abisectus* (Muller, 1970) Wise, 1973, di dimensioni minori di 10µ, rarissimi esemplari di *Ericsonia* sp.*;* non sono presenti elicoliti e discoasteridi.

L'età spazia dalla biozona SBZ15 alla SBZ22A di Cahuzac & Poignant

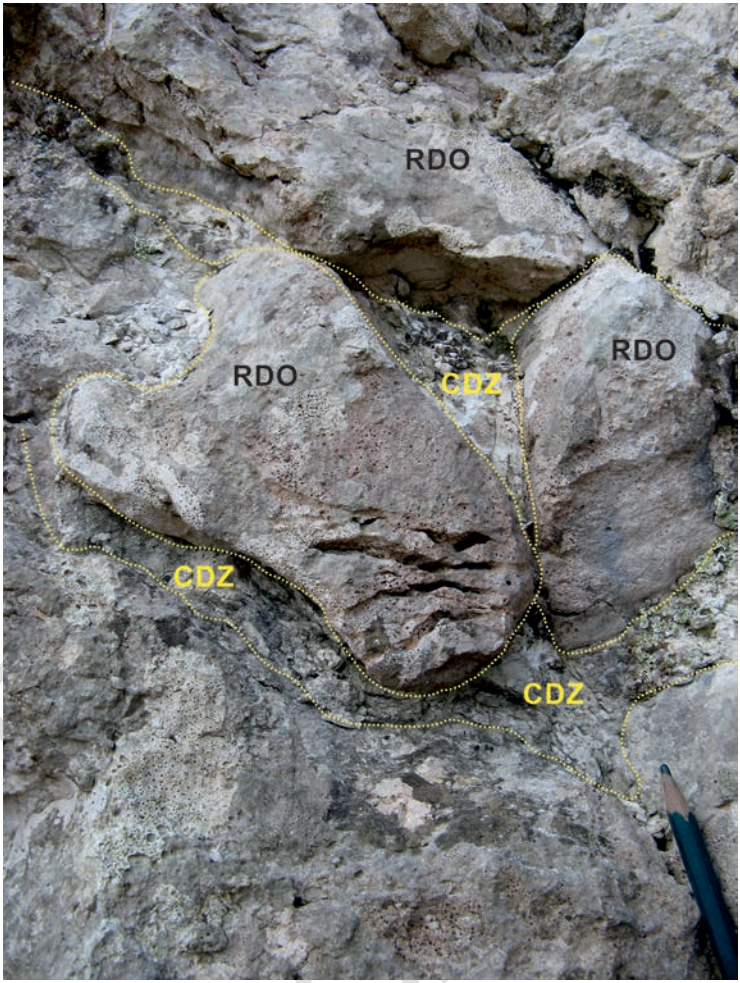


Fig. 21- *Presso Fonte Rainino. Clasti decimetrici di calcari di piattaforma (formazione RDO) immersi in matrice di scaglia cinerea detritica (CDZ).*

(1997), estesa alla base alla SBZ13 *p.p.* di Serra-Kiel *et alii* (1998) e al tetto alla SBZ22B per considerazioni stratigrafiche e dai dati di letteratura.

L'ambiente è di rampa intermedia/distale.

Lo spessore dell'unità è quasi sempre difficilmente valutabile in quanto la base e/o il tetto sono molto spesso elisi per l'intenso clivaggio e piani minori d'accavallamento. Indicativamente è di circa 150 metri.

Luteziano *p.p.* - Chattiano *p.p.*

2. - SUCCESSIONE DEL MONTE NURIA

Le unità stratigrafiche di questo settore occupano l'estremità SO del Foglio (Fig. 6). Rappresentano la parte più alta della successione di piattaforma interna/retromargine del Triassico sup.-Cretacico sup. *p.p* affiorante diffusamente più a S, nel limitrofo F. 358 Pescorocchiano, a cui si sovrappongono, a partire dal Coniaciano *p.p*. e fino al Paleogene *p.p*., termini post-annegamento di scarpata/gradino ribassato ed infine sedimenti di rampa carbonatica, da intermedia a esterna-prossimale, fino al Miocene sup. Nel Tortoniano sup./Messiniano inf. l'area entra in flessurazione, divenendo parte dell'avanfossa centro-appenninica con la sedimentazione dell'*unità argilloso-marnosa* (UAM) e dell'*unità arenaceo-pelitica* (UAP).

Questo settore è attualmente separato a NNE da quello del Monte Giano-Monte Gabbia dalla grossa faglia di Antrodoco (§ VIII 1.4.5.) e ad O, dal settore dei Monti Reatini, da una parte della linea OAS (§ VIII 2.1.).

2.1. - CALCARI CICLOTEMICI A REQUIENIE (**CIR**)

Questa unità è presente solo in un limitatissimo affioramento, tettonicamente circoscritto, visibile lungo le Gole di Antrodoco, a SE dell'omonimo paese. I CIR sono invece ampiamente diffusi nel limitrofo F. 358 Pescorocchiano e nella successione del M. Giano-M. Gabbia di questo Foglio (§ 3.17.).

Si tratta di calcari micritici avana, ben stratificati nonostante la evidente tettonizzazione, contenenti una associazione micropaleontologica a *?Cuneolina scarsellai* De Castro, *C. laurentii* Sartoni & Crescenti, *Praechrysalidina infracretacica* Luperto Sinni, *Sabaudia minuta* (Hofker), *Haplophragmoides* cf. *globosus* Lozo, *Trochamminmoides coronus* Loeblich & Tappan, *Archaealveolina reicheli* (De Castro), *Simplorbitolina aquitanica* (Schroeder & Poignant) e Milolidae. L'associazione è riferibile alla parte alta della biozona ad *Archaealveolina reicheli*.

L'ambiente è di piattaforma interna.

Lo spessore è di poche decine di metri.

Aptiano superiore *p.p.* (età della porzione affiorante)

2.2. - CALCARI A RADIOLITIDI (**RDT**)

Questa unità è presente in limitati affioramenti all'estremità centro meridionale del Foglio, in particolare lungo la cresta occidentale a O di Vignola (q. 1038). Si ritrova invece abbondantemente nel limitrofo F. 358 Pescorocchiano. Rappre-

PROGETTO CARG

senta l'ultima unità di piattaforma prima dell'annegamento dell'area del Monte Nuria (§ 3.19.).

Si tratta di prevalenti calcari micritici bianco-avana, ben stratificati, con all'interno facies oligotipiche, e subordinate intercalazioni di calcareniti e calciruditi bioclastiche con frammenti di rudiste e clasti neri. Sono presenti orizzonti con *fenestrae*.

Superiormente la formazione passa alla *scaglia condensata* (SGC), anche se nell'unico affioramento dove è visibile il contatto esso è di tipo inconforme lungo una paleoscarpata.

Il contenuto paleontologico è dato da frammenti di rudiste, echinodermi e molluschi, miliolidi, rotalidi, ostracodi, *Cuneolina* sp., *Cuneolina pavonia parva* Henson, Discorbidae *sp*., *Discorbis* cf. *turonicus* Said & Kenawy, *Spiroplectammina multicamerata* Said & Kenawy, *Nezzazatinella* cf. *aegyptiaca* Said & Kenawy, *Reticulinella kaeveri* Cherchi, Radoicic & Schroeder, *Moncharmontia apenninica* (De Castro), *Pseudocyclammina sphaeroidea* Gendrot, *Dicyclina schlumbergeri* Munier-Chalmas, *Nummoloculina* sp., *Rotorbinella scarsellai* Torre, *Murgeina apula* (Luperto Sinni)

Questa associazione permette di ascrivere i RDT alla parte superiore della biozona a *Nezzazatinella* cf. *aegyptiaca* e *Nummoloculina* cf. *irregularis* e alla parte bassa della biozona ad *Accordiella conica* e *Rotorbinella scarsellai.*

L'ambiente è di piattaforma interna aperta.

Lo spessore, mancando nel F. Antrodoco l'unità sottostante ed essendo la stessa unità estremamente tettonizzata, è difficilmente valutabile; quello affiorante è al massimo di poche decine di metri.

Turoniano superiore - Coniaciano *p.p.* (età della porzione affiorante)

2.3. - scaglia condensata (**SGC**)
(cfr. *successione condensata -CFR_3- del F. 358 Pescorocchiano*)

La *scaglia condensata* affiora in una ristretta area a SE di Antrodoco, al limite meridionale del Foglio. Presenta caratteristiche differenti a seconda delle zone d'affioramento a causa di una paleotopografia sindeposizionale molto articolata a seguito della tettonica distensiva cretacica responsabile dell'annegamento di quest'area di piattaforma carbonatica (§ 3.19.).

Negli affioramenti più meridionali (strada Antrodoco-Rocca di Fondi, e N di Casale Brasetti) ha spessore esiguo (max 20 m) con geometrie a *onlap* verso S sulla paleoscarpata delimitante la piattaforma (Capotorti, 1993). È un deposito estremamente lacunoso con una parte basale cretacica a calcari biancastri, leggermente marnosi, con foraminiferi planctonici e brecce sedimentarie con clasti centimetrici di calcari di piattaforma e noduli di selce grigia. La parte cenozoi-

PROGETTO CARG

ca (Paleocene sup.-Eocene inf.) è formata da *wackestone*/*packstone* chiari finemente biodetritici e calcari marnosi verdi, con biota cretacici risedimentati. Sono presenti alcune intercalazioni di strati a macroforaminiferi. Passa superiormente all'*unità spongolitica* SPT (annessa in quest'area ai sovrastanti CBZ_2, § 2.5.) attraverso un orizzonte metrico a macroforaminiferi del Chattiano *p.p*., correlabile con la *litofacies* SPT_a descritta nel § 5.1.1.

Negli affioramenti più settentrionali (a N e ad E di Casale Chiuppi) lo spessore della SGC è maggiore (anche varie decine di metri), confermando la ulteriore apertura degli strati verso N. La *scaglia condensata* è qui detritica nella parte basale (assimilabile alla *scaglia detritica* cretacica, SCZ_1 del § 3.21.1.) e divenendo più "pulita" in pochi metri. Inizialmente si hanno calcareniti (*packstone/grainstone*) più o meno saccaroidi, a frammenti di rudiste, foraminiferi bentonici, rare calcisferule e foraminiferi planctonici del Coniaciano *p.p*., a cui seguono, salendo nella successione, calcari micritici (*wackestone* prevalenti), microdetritici, in strati medi e sottili, con presenza di selce, ancora del Coniaciano/Santoniano. La parte cenozoica della *Scaglia* (fino all'Eocene medio *p.p*.), è poco sviluppata, con calcari micritici e calcari marnosi arancioni, rosa, giallognoli e verdastri, in strati medi e fini, con noduli di selce di colore porpora, viola e nera. Presso la collina di q. 1038 è presente una breccia con matrice a foraminiferi planctonici paleocenici (*Globanomalina* sp., *Morozovella* cf. *conicotruncata* Subbotina, *Igorina* sp.) ed organismi bentonici (rotalidi, *Polystrata alba* (Pfender) Denizot, Textulariidae), contenente clasti di *scaglia condensata* del Cretacico (con *Globotruncana linneiana* (d'Orbigny)) e clasti anche decimetrici di piattaforma alto-cretacica. Questa breccia è probabilmente legata ad un episodio paleotettonico distensivo del Paleocene sup. che si registra in quasi tutto il F. Antrodoco (§ 3.19., § 1.17.3.). Il passaggio all'*unità spongolitica* (SPT) è inconforme e avviene attraverso uno *hiatus* stratigrafico, contrassegnato in più punti da un *hard-ground* glauconitico, che copre un periodo dal probabile Eocene medio *p.p*. (Bartoniano *p.p*.) all'Oligocene sup. *p.p*., come similmente osservato da Brandano *et alii* (2015) presso M. La Serra e Opi. L'appoggio, poco evidente (forse lungo una paleoscarpata), della SGC sugli ultimi sedimenti di piattaforma (*calcari a radiolitidi*, RDT) del Turoniano-Coniaciano *p.p*. è visibile lungo tutto il crinale O di q. 1038.

L'associazione faunistica è costituita da prismi di inocerami, articoli di crinoidi, Calcisphaerulidae, *Macroglobigerinelloides* cf. *"caseyi"* (Bolli, Loeblich & Tappan), *Whiteinella* sp., *Marginotruncana pseudolinneiana* Pessagno, *M.* cf. *coronata* (Bolli), *Dicarinella concavata* (Brotzen), *Globotruncana* cf. *lapparenti* Brotzen, *Globotruncana linneiana* (d'Orbigny), *Globotruncanita elevata* (Brotzen), *G. stuartiformis* (Dalbiez), *Ventilabrella* sp., Heterohelicidae; *Acarinina sp*., *A. bullbrooki* (Bolli), *Morozovella* sp., *Igorina* sp. *Morozovella velascoensis* (Cushman), *Globanomalina* sp., *Globigerinatheka* sp., *Subbotina* sp., *Pseudohastigerina* sp. Lo studio dei nannofossili contenuti al tetto dell'unità

PROGETTO CARG

ha permesso di attribuire un'età riferibile all'Eocene medio per la presenza di: *Sphenolithus moriformis* (Brönnimann & Stradner, 1960) Bramlette & Wilcoxon, 1967, *S. spiniger* Bukry, 1971, *Reticulofenestra* sp., *Dictyococcites* sp., *Lanternithus* sp.

Da parte della biozona a *Dicarinella concavata* alla probabile biozona a *Morozovella lehneri*.

Lo spessore è variabile da pochi metri a varie decine di metri.

L'ambiente di sedimentazione è estremamente variabile ma riferibile a un blocco ribassato e piede di scarpata.

Coniaciano *p.p.*/Santoniano - Eocene medio *p.p.*

2.4. - unità spongolitica (**SPT**)

L'*unità spongolitica* rappresenta, insieme ai CBZ_2, il tetto della successione carbonatica affiorante nell'area del M. Nuria. Nonostante la frammentarietà e l'esiguità degli spessori è stato possibile riconoscere porzioni differenti, con differenti denominazioni, di questa unità: 1) nella zona fra Ponte-Ville e Vignola la parte basale della successione miocenica del M. Nuria (al di sopra della SGC) è simile all'*unità spongolitica* SPT descritta nel § 5.1 (Capotorti *et alii*, 1995b), ma qui, per uniformarsi al limitrofo F. 358 Pescorocchiano (dove non è segnalata), è assimilata e cartografata assieme alla parte alta, simile (e così denominata) ai *calcari a briozoi e litotamni*, *membro delle calcareniti a punti rossi* (CBZ_2); 2) nella fascia di affioramenti al letto della linea OAS (§ VIII 2.1.), fra Villa Ornaro, a S, e Micigliano, a N, la SPT è cartografata con una sua particolare *litofacies* (*a marne, losanghe, spicole e punti rossi,* SPT_c) non essendo stato possibile in campagna definire un limite certo, come nelle altre aree del Foglio, con la sovrastante formazione delle *marne con cerrogna* (CRR). A S del paese di Micigliano la SPT_c arriva quindi fino al passaggio con la UAM (§ 5.3.); 3) presso il paese di Micigliano (dove finisce l'area della successione del M. Nuria, Fig. 6) la SPT e le sovrastanti *marne con cerrogna* (CRR) sono simili al resto del Foglio e quindi sono descritte nel § 5.

Nella parte bassa dell'unità, come detto qui accorpata alla CBZ_2, si ha una calcarenite più o meno fine, avana e grigiastra, leggermente marnosa, con abbondanti frammenti di spugne, spicole, glauconite e bioturbazioni, oltre che foraminiferi planctonici e bentonici. Presso C. Tosti e a S di C.li Poscente nella parte bassa dell'unità è presente anche un *lag-deposit* glauconitico con denti di pesce, molti frammenti di briozoi, echinodermi, ditrupe, foraminiferi bentonici (amphistegine) e planctonici (*Globoquadrina* sp.), spicole di spugna e ossidi di ferro. Questo affioramento, correlabile con quello simile presente molto più a N presso F.te Crastavalle (§ 5.1.), è ascrivibile al *top* di un gradino tettonico a scarsa

sedimentazione, ereditato dall'annegamento cretacico della piattaforma (§ 3.19.).

Il passaggio alla formazione sottostante si ha con la *scaglia condensata* (SGC) ed avviene con diverse modalità. Fra C.le Chiuppi e C.le Colletti la SGC è mancante di tutta la parte coeva della *scaglia variegata* e *Scaglia Cinerea* (VAS e SCC) (dall'Eocene medio *p.p.* all'Oligocene compreso) e il passaggio alla SPT, con base nel Miocene inf., è caratterizzato da un *hardground* glauconitico più o meno accennato e con gli strati della SPT disconformi (in *onlap* o *pintch-out)* sui termini precedenti dell'Eocene medio *p.p.*. Lungo la strada per Rocca di Fondi il passaggio fra la SGC e la SPT è invece conforme, marcato da un esiguo livello incartografabile (<2 metri di spessore) di calciruditi a macroforaminiferi (lepidocycline ed amphistegine), plausibilmente del tetto Oligocene.

Verso l'alto la SPT passa al *membro delle calcareniti a punti rossi* (CBZ_2), a cui è accorpata.

Questa porzione della successione ha età Chattiano *p.p.*-Burdigaliano (per la presenza di *Amphistegina* sp., *Nephrolepidina* sp., *Eulepidina* sp., *?Miogypsinoides* sp., *Neorotalia* sp., microforaminiferi quali *Victoriella* sp., *Spiroloculina* sp., anomalinidi, discorbidi, rotalidi, textulariidi, rari foraminiferi planctonici, briozoi, echinidi, alghe rosse, a cui seguono *Globigerinoides* sp e, *Globoquadrina* sp., e per l'assenza, nella parte alta, di foraminiferi planctonici dei generi *Praeorbulina sp.* e *Orbulina sp.*); l'ambiente è di rampa intermedia/esterna prossimale.

Lo spessore è molto variabile e comunque molto minore di quello della formazione SPT affiorante più a N nel resto del Foglio, probabilmente in quanto l'unità chiude in *pinch-out* da O-NO verso E-SE a ricoprire la sommità di un alto strutturale ereditato dalla tettonica cretacico/paleogenica (zona degli affioramenti più orientali). Lo spessore è comunque compreso fra i 25 e i 50 metri. L'età di questa porzione è Chattiano *p.p.*-Burdigaliano/Langhiano *p.p.*?

2.4.1. - *litofacies a marne, losanghe, spicole e punti rossi* (**SPT_c**)

Si tratta di calcareniti più o meno fini, losangate, e calcari marnosi grigi, avana o marroni scuri, con punti rossi/arancioni, foraminiferi bentonici e planctonici, glauconite e spicole. Verso l'alto aumentano le marne calcaree scure (anche fetide), di solito fogliettate, e le argille. Non è presente la selce se non sporadicamente verso la base. Ancora alla base si ritrovano a luoghi (incartografabili) *wackestone* chiari e calcari marnosi a grossi planctonici insieme a calcareniti a lepidocycline, distinti altrove nel Foglio come *litofacies a micriti avana e macroforaminiferi* (SPT_a, § 5.1.1.).

Affiora a S di Micigliano, tra Villa Ornaro e Vena Rocca e alla base del versante orientale del M. Bove. Tali affioramenti, specie quelli più a N, possono essere anche considerati di *facies* più distale della SPT nella successione del M. Nuria,

per la crescente presenza di livelli marnosi (specie nella parte alta). La SPT_c tende a sfumare in eteropia verso N alle due formazioni, SPT e *marne con cerrogna* (CRR), diffuse nel resto del Foglio (§ 5.1., 5.2.).

Al letto della linea OAS l'unità SPT_c si presenta rovesciata; il passaggio dalla *scaglia cinerea detritica* (CDZ) dei Monti Reatini (§ 1.21.) è tettonico per sovrascorrimento, anche se a luoghi potrebbe essere stratigrafico/tettonizzato (§ VIII 2.1.3.).

La *litofacies* SPT_c passa superiormente all'*unità argilloso-marnosa* (UAM), anche se il passaggio diretto stratigrafico non è mai visibile e con buona probabilità è ancora per sovrascorrimento lungo il fascio di *thrust* associati alla linea OAS. Per questo motivo non è neanche chiaro se questa *litofacies* passasse in origine verso l'alto ad una UAM_1, come la vicina unità CBZ_2 affiorante poco a SE, o più probabilmente, alla UAM_2, come *le marne con cerrogna* (eteropiche alla parte alta della SPT_c) nel resto del Foglio.

Il contenuto fossilifero della SPT_c è simile a quello della formazione SPT non cartografata prima descritta, ma con anche, nella parte alta, *Orbulina suturalis* Brönnimann *e O. universa* D'Orbigny. Il range temporale varia quindi dal Chattiano *p.p.* al probabile Serravalliano *p.p.* in quanto il tetto, come prima precisato, non è forse presente.

Lo spessore della *litofacies* SPT_c è al massimo di circa 250 metri.

L'ambiente è di rampa esterna da prossimale a distale.

Chattiano *p.p.* - Serravalliano (*p.p.?*) (età della porzione affiorante)

2.5. - calcari a briozoi e litotamni, *membro delle calcareniti a punti rossi* (**CBZ_2**)

Gli affioramenti del membro CBZ_2 nel Foglio sono molto frammentati. È presente in più punti lungo il limite S del Foglio, fra i paesi di Mozza, ad O, e la piana di Vignola, ad E. La parte bassa comprende cartograficamente anche la formazione SPT; la parte alta dell'unità è simile al membro CBZ_2 del limitrofo F. 358 Pescorocchiano, presentandosi come calcareniti bioclastiche più (*wackestone*) o meno fini (*packstone-grainstone*), anche losangate, con subordinati calcari marnosi e marne grigi, avana, *beige* o marrone scuro, con punti rossi/arancioni, foraminiferi bentonici e planctonici, glauconite e spicole. Queste ultime sono in netta diminuzione rispetto alla parte bassa simil-SPT.

Nell'area fra Ponte e Mozza è presente la sola parte sommitale dell'unità (la parte basale rientra nel F. 358 Pescorocchiano), con il passaggio stratigrafico verso l'alto alla UAM_1 (§ 5.3.1.). Al tetto, presso il paese di Ponte Alto, si ritrova un livello marnoso glauconitico e ad ossidi, di colore verde smeraldo e spessore non più di due metri. Questi affioramenti sono da considerarsi come quelli di *facies* più

prossimale dei CBZ_2 e riflettono la probabile presenza di un "paleopromontorio" o di un "*paleohorst*" in questa zona (Capotorti, 1993), ulteriormente testimoniato dal fatto che in affioramenti poco a SO di Mozza (zona di Paterno, F. 358 Pescorocchiano) i CBZ_2 giacciono direttamente sul Cretacico sup. di piattaforma, con interposta quindi la lacuna paleogenica della piattaforma Laziale-Abruzzese, e non sulla *scaglia condensata* come nelle altre zone dei M.ti Giano-Nuria (§ 2.3. e 3.20.).

A S di C.le Poscente, invece, il passaggio dai CBZ_2 all'unità superiore è segnato con una generica formazione UAM per l'esiguità dello spessore dei membri che contraddistinguono quest'ultima (non cartografabili separatamente).

L'associazione micropaleontologica è data da *Globigerinoides* sp.*, Globoquadrina* sp.*, Orbulina suturalis* Brönnimann*, O. universa* D'Orbigny, globorotalidi, nonionidi, planulinidi, textularidi e lagenidi, resti di echinodermi e spicole di spugna.

Lo spessore dei CBZ_2 risulta molto variabile e difficilmente quantificabile per la frammentarietà degli affioramenti; è comunque, specie negli affioramenti più ad E, minore della formazione CRR ad essa eteropica, presente nelle aree più a N (§ 5.2.), Risulta comunque di almeno 150-200 metri. Nell'insieme le due unità SPT e CBZ_2 affioranti nella successione del M. Nuria, ed accorpate cartograficamente, hanno spessore molto minore della somma delle eteropiche unità SPT e CRR del resto del Foglio.

L'ambiente di sedimentazione è di rampa intermedia.

Langhiano (*p.p.*?) - Serravalliano *p.p.*

3. - SUCCESSIONE DEL MONTE GIANO-MONTE GABBIA

Questa area occupa la parte centro-meridionale del Foglio comprendendo le dorsali dei M.ti Giano, Porillo, Boio, Cagno, Gabbia e Caola. La successione affiorante è il risultato di una complessa evoluzione paleogeografica, testimoniata da notevoli variazioni laterali e verticali degli ambienti deposizionali. Infatti, da *facies* di piattaforma interna/rampa prossimale del Triassico sup.-Bajociano *p.p.*, si passa ad una *facies* bacinale di PCP o gradino ribassato nel Bajociano *p.p.*, cui segue un lungo *hiatus* sedimentario. La sedimentazione riprende in *facies* di *slope* nel Kimmeridgiano *p.p.*-Titoniano inf. e poi di nuovo in *facies* di piattaforma dal Titoniano sup. e fino all'Albiano o al Cenomaniano inf. o al Coniaciano *p.p.* in intervalli temporali e zone diverse (si veda § 3.19.). Dopo un nuovo *hiatus* sedimentario più o meno esteso, la piattaforma annega definitivamente prima nel settore più settentrionale nel Turoniano basale, poi quello meridionale nel Coniaciano alto/Santoniano (come nella limitrofa area del M. Nuria, § 2.3.). A seguito dell'annegamento si sviluppa ovunque una successione di scarpata/gradino ribassato e nell'Oligocene e nel Miocene inf.-medio, di rampa carbonatica. La sedimentazione evolve, infine, a sedimenti prima emipelagici e poi di avanfossa

dal Messiniano, molto probabilmente non però nella parte meridionale, che doveva risultare come un accentuato alto batimetrico a partire dal Tortoniano *p.p.* per l'agire della paleofaglia di Antrodoco (§ VIII 1.4.5.).

L'area della successione del Monte Giano-Monte Gabbia confina tettonicamente a S con quella di piattaforma carbonatica del M. Nuria attraverso la faglia di Antrodoco (§ VIII 1.4.5.) e ad O ed E con quelle di transizione dei Monti Reatini e dei Monti Rua-Marine-Mozzano attraverso i *thrust* della linea OAS (§ VIII 2.1.) e del M. Gabbia-M. Calvo (§ VIII 2.2.1.); verso N la successione di piattaforma/piattaforma annegata passa ai depositi miocenici di rampa ed avanfossa comuni a tutte le successioni (§ 5.), talora per contatto tettonico.

3.1. - Dolomia Principale (**DPR**)

Questa unità, simile a quella descritta nella successione dei Monti Reatini (§ 1.1.), è stata erroneamente assimilata alla formazione delle *Anidriti di Burano* prima (Masi *et alii*,1995) e alla formazione delle *Dolomie di Filettino* poi (Martinis & Pieri,1964). Affiora diffusamente al *footwall* della faglia di Antrodoco (§ VIII 1.4.5.) lungo le propaggini meridionali del M. Giano, dalle Gole di Antrodoco (Madonna delle Grotte), a SE, sino al monastero di S. Quirico e Giulitta, a NO.

Si tratta di alternanze fra prevalenti dolomie grigio-avana e nocciola a grana fine con subordinati *wackestone* e *packstone* dolomitici nocciola e avana, organizzati in cicli *shallowing-upward* a scala metrica. Sono presenti *facies* intertidali a stromatoliti, localmente predominanti, strutture da disseccamento e livelletti fini nerastri, a luoghi bituminosi, nonché interstrati argillosi verdastri. Si hanno anche episodi di esposizione subaerea con *tepees*, pisoidi, paleocarsismo e cementi meteorici vadosi. La stratificazione varia da decimetrica a metrica.

La formazione passa in maniera sfumata e spesso difficilmente distinguibile al *Calcare Massiccio dolomitizzato* (MAS_b), con progressivo aumento della dolomitizzazione (tessitura "saccaroide") e stratificazione meno visibile.

È stata rinvenuta localmente una macrofauna a megalodontidi, confinati in alcuni livelli specifici verso il tetto. Fra i microfossili rilevati si hanno resti di echinodermi e piccoli gasteropodi ed inoltre *Aulotortus tumidus* (Kristan-Tollmann), *A.* cfr. *sinuosus* Weynschenk e *A.* cfr. *communis* (Kristan).

La formazione, anche senza la presenza dei *marker* zonali, viene qui riferita, in base alla posizione stratigrafica, al contenuto fossilifero e a precedenti datazioni da letteratura, alla biozona a *Triasina hantkeni* e *Griphoporella curvata* del Triassico sup.

L'ambiente di sedimentazione è di piattaforma ristretta in clima caldo-umido, spesso con fondali poco ossigenati.

PROGETTO CARG

Della formazione affiora sola la parte superiore, per uno spessore massimo di circa 350-400 m. Nel sondaggio AGIP di Antrodoco, effettuato nel 1959 poco a N dell'abitato, sono stati perforati circa altri 800 m di dolomie e calcari dolomitici prima di arrivare alle sottostanti *Anidriti di Burano* (Martinis & Pieri, 1964). È questo, tuttavia, uno spessore apparente, a causa della stratificazione inclinata e per la presenza di probabili piani tettonici.

Norico?/Retico - ?Hettangiano *p.p.*?

3.2. - Calcare Massiccio, *litofacies dolomitica* (**MAS$_b$**)

Della formazione Calcare Massiccio affiora la sola *litofacies dolomitica* (**MAS$_b$**), riferita in letteratura come dolomie dell'"infra-Lias" (Bergomi *et alii*, 1969).

Affiora estesamente lungo le pendici meridionali ed occidentali del M. Giano e sul versante sud-orientale di C.le Frontino.

Si tratta di prevalenti dolomie grigiastre, biancastre verso l'alto, e subordinati calcari dolomitici, in strati spessi o indistinti, di aspetto saccaroide. Nei livelli in cui la dolomitizzazione è meno spinta la stratificazione diventa più netta e si hanno anche rari *mudstone, wackestone* e *packstone* grigi, in parte o molto dolomitizzati, con associazione faunistica riferibile al *Calcare Massiccio*, già descritta nel § 1.2.

Il passaggio alla sovrastante formazione dei *Calcari a Palaeodasycladus* (CPL) è segnato da una graduale diminuzione, in poche decine di metri di spessore, degli intervalli dolomitizzati a vantaggio dei calcarei, l'aspetto decisamente meno saccaroide e la stratificazione più netta e sottile. Anche il passaggio dalla sottostante DPR non è facilmente posizionabile e databile a causa della dolomitizzazione di entrambe le formazioni; non si esclude, quindi, possa avvenire all'interno del Giurassico inf., parte bassa, invece che al passaggio Triassico-Giurassico. Ciò giustificherebbe in parte lo spessore decisamente minore di questa *litofacies dolomitica* rispetto al *Calcare Massiccio* affiorante nel contiguo bacino Umbro-Marchigiano (di solito almeno 700-800m).

Biozona a *Thaumatoporella parvovesiculifera*.

L'ambiente di sedimentazione è di piattaforma carbonatica aperta.

Lo spessore massimo è di circa 250 metri.

Hettangiano (*p.p.*?) - Sinemuriano inferiore *p.p.*

3.3. - Calcari a Palaeodasycladus (**CPL**)

I CPL affiorano diffusamente sui versanti meridionale ed occidentale del M. Giano e del C.le Raitto e sul versante settentrionale della collina di q. 1038. Af-

PROGETTO CARG

fioramenti più esigui si hanno sul versante nord-orientale di C.le Frontino e sul bordo orientale della conca di Cascina.

La parte basale, sinemuriana, presenta sequenze ciclotemiche a *mudstone-wackestone* avana e grigi, più raramente biancastri, con *birdseyes*, alternati a *packstone* a peloidi e *coated grains*, a luoghi prevalenti e spesso laminati. La stratificazione è da media a spessa. Sono presenti livelli di *floatstone* a grossi lamellibranchi megalodontidi, coralli e gasteropodi, livelli pisolitici e livelli di disseccamento. A più riprese si hanno calcari dolomitizzati e dolomie, che lateralmente, spostandosi dagli affioramenti più sud-orientali (C.le Raitto e collina a q.1038) a quelli più nord-occidentali (versanti S ed O del M. Giano e versante nord-orientale di C.le Frontino), diventano prevalenti (*litofacies dolomitica*, **CPL$_a$**), fino a confondersi con la sottostante unità MAS$_b$. Tutta questa prima parte presenta una microfauna scarsa e poco rappresentativa, se non per la presenza di *Palaeodasycladus* spp.

Nella parte alta (pliensbachiana e base toarciana) si hanno prevalenti calcari micritici nocciola ed avana, a luoghi e specie nei primi metri, fino a grigio-biancastri, in strati netti da decimetrici a metrici. Sono presenti intercalazioni, anche decametriche, di calcari a granuli rivestiti e di calcari oolitici mal classati o bimodali, maggiormente diffusi lungo il versante S-SE di C.le Marzo e negli affioramenti più settentrionali dell'unità; rappresentano probabili aree più sciacquate di retromargine, di passaggio agli eteropici *calcari bioclastici di Monte della Selva* (MSE). Si rinvengono inizialmente livelli con abbondanti *Palaeodasycladus* spp. e *Orbitopsella* spp. ed orizzonti a bivalvi (*calcari a Lithiotis Auct.*) in prossimità del tetto. Sono infine presenti oncoliti centimetriche e livelli di disseccamento, talora associati a piccole tasche bauxitiche, strati sottili marnosi e carboniosi da verdastri a nerastri (forse correlabili con l'evento anossico oceanico T-OAE di Jenkys, 1988 e Patacca & Scandone (2012).

L'unità passa ovunque superiormente alle formazioni UCD o UOO, contrassegnate alla base da qualche metro o poche decine di metri di bancate di calcari oolitici, a cui segue il tipico *orizzonte dei calcari a macule policrome* (mp). Il passaggio potrebbe avvenire attraverso un *gap* temporale che comprende parte del Toarciano.

La macrofauna è principalmente rappresentata da bivalvi (*Megalodontidae* alla base e *Lithiotis* al tetto), brachiopodi, echinodermi e gasteropodi. L'associazione micropaleontologica è costituita da Rivulariacea, *Palaeodasycladus mediterraneus* (Pia), *Palaeodasycladus elongatus* (Praturlon), *Thaumatoporella parvovesiculifera* (Raineri), *Orbitopsella primaeva* (Henson), *Orbitopsella praecursor* (Gumbel), *Lituolipora termieri* (Hottinger), *Haurania deserta* Henson, *Lituosepta recoarensis* (Cati), *Amijiella amiji* (Henson), *Involutina farinacciae* Bronniman & Koehn-Zaninetti, *Involutina minima* n.sp., *Involutina* sp., *Krikombilica liassica* n.sp., *Siphovalvulina variabilis* Septefontaine,

PROOFS ONLY

Siphovalvulina colomi Boudagher-Fadel, Rose, Bosence & Lord, *Meandrovoluta asiagoensis* Fugagnoli, Giannetti & Rettori, *Bosniella oenensis* Gusic, *Duotaxis metula* Kristan, *Aeolisaccus dunningtoni* Elliott, *Siphovalvulina* spp., *Pseudocyclammina* sp., *Ammobaculites* sp., Nodosariidae. In alcuni casi si rinvengono esemplari di *Agerina martana* e *Paralingulina* gr. *tenera*.

Tale associazione permette di riferire l'unità a buona parte della biozona a *Palaeodasycladus mediterraneus.*

L'ambiente è di piattaforma carbonatica con profilo morfologico poco rilevato e con ampie zone protette periodicamente emerse; al tetto (livello a *Lithiotis*) probabilmente di tipo FTP (*Flat-Topped Platform*, Patacca & Scandone, 2012).

Lo spessore è di circa 300 metri.

Non sono stati rinvenuti fossili indicanti la possibile presenza di una buona parte del Toarciano e quindi susseguenti al citato evento anossico oceanico del Toarciano inf. *p.p*. (T-OAE). Questo eventuale *gap,* più o meno coincidente con la deposizione delle *Marne di Monte Serrone* (RSN) in bacino, è alquanto incerto sia nella sua estensione temporale che nella sua stessa esistenza (es. N.I. F. 376 Subiaco). Pur essendo stato segnalato più volte in Appennino centrale, per alcuni autori (ad es. Trecalli, 2012) esso non sarebbe presente poichè a seguito del T-OAE, ma ancora per gran parte del Toarciano, si sarebbe avuta l'estinzione dei biocalcificatori in piattaforma, quali i *Lithiotis* e il *Palaeodasycladus,* ed una sedimentazione carbonatica sostanzialmente per precipitazione chimica (oolitica), priva di fossili significativi (Woodfine *et alii*, 2008 e Patacca & Scandone, 2012). Va ricordato che l'evento oolitico suddetto, in questo come in altri fogli CARG, è stato di solito considerato come la parte basale delle formazioni UCD e UOO, anche se attribuito già al Giurassico medio (N.I. F. 358 Pescorocchiano).

Sinemuriano inferiore *p.p.* - Toarciano inferiore *p.p.*

3.4. - calcari bioclastici di monte della selva (**MSE**)

Si tratta di un'unità eteropica, di ambiente a più alta energia, dei *Calcari a Palaeodasycladus.* Nel F. Antrodoco affiora solo in un piccolo lembo ad E della conca di Cascina, lungo il versante sud-occidentale de I Pizzi. I termini inferiori della formazione e con essi il passaggio al sottostante MAS_b non sono affioranti.

Si tratta di prevalenti calcari bio-intraclastici (tessitura *grainstone)*, con noduli algali arrotondati e in genere poco selezionati ed eterometrici, raramente noduli rivestiti, ooidi ed oncoidi; colore da beige (prevalente verso il basso) ad avana scuro o marrone (prevalente verso l'alto dell'unità). Gli strati sono generalmente medi e spessi, organizzati in ciclotemi di ampiezza metrica o plurimetrica dove nella porzione sub-tidale prevalente si intercalano *grainstone-rudstone* bioclastici

PROGETTO CARG

con resti abbondanti di echinodermi, frammenti di coralli di grande taglia, gasteropodi e bivalvi. Nella parte intermedia degli affioramenti la porzione sopra-tidale è poco o nulla visibile e quindi i ciclotemi sono meno evidenti. Verso l'alto l'ampiezza dei ciclotemi si riduce e si fanno sempre più evidenti e frequenti gli intervalli sopratidali, costituiti da *wackestone-mudstone* marroni o marrone-rossastro quasi sterili, cui si associano livelli emersivi rossi e verdastri, brecce emersive policrome o vere e proprie piccole tasche bauxitiche.

L'unità dei MSE passa superiormente e lateralmente verso NO, in eteropia, ai CPL o, a SE, direttamente alla soprastante *unità oolitica* (UOO), in questo caso con un possibile *gap* deposizionale come descritto nel § 3.3.

L'associazione micropaleontologica è caratterizzata da *Palaeodasycladus mediterraneus* (Pia), *Haurania deserta* Henson, *Amijiella amiji* (Henson), *Planisepta compressa* (Hottinger), *Meandrovoluta asiagoensis* Fugagnoli, Giannetti & Rettore, *Siphovalvulina* sp., Anthozoa, Hydrozoa, Gasteropoda, Echinodermata e Alghe calcaree.

Parte della biozona a *Palaeodasycladus*, *Anthozoa* e *Hydrozoa*.

L'ambiente di sedimentazione è assimilabile ad un margine.

Il massimo spessore affiorante è a S de I Pizzi, attorno ai 150-200 m.

Per l'età di tetto valgono le stesse considerazioni fatte a proposito dei CPL.

plienSbachiano (*p.p.*?) - Toarciano inferiore *p.p.* (età della parte affiorante)

3.5. - unità calcareo-dolomitica **(UCD)**

Questa formazione affiora lungo i versanti meridionale e occidentale (Fig. 22) del M. Giano-C.le Marzo, presso C.le Raitto e ad E della conca di Cascina (cresta di C.le Lungo), ed è eteropica alla coeva unità oolitica (UOO), con la quale si interdigita a varie altezze stratigrafiche.

È costituita da *mudstone* a *packstone* bianchi e avana, con *birdeyes* e *fenestrae*, rari interstrati argillosi verdi e calcareniti intraclastiche nocciola (*grainstone-packstone*) con piccoli ooidi sparsi nella matrice. La base della formazione, per uno spessore variabile fra i 10 e i 30 metri, è quasi sempre costituita da alcune bancate di prevalenti *grainstone* oolitici, molto spesso bimodali, a luoghi contenenti *Gutnicella cayeuxi* (Lucas), e *packstone-grainstone* a *pellets*, del tutto simile alla base dell'eteropica *unità oolitica* (UOO). A questo primo orizzonte oolitico, considerato da vari autori del Toarciano *p.p.*, segue sempre l'*orizzonte dei calcari a macule policrome* (**mp**), confrontabile con l'unità dei "calcari maculati" del F. 376 Subiaco ($G^{5\text{-}6}$/45) e di Bergomi (1974). Questo *orizzonte*, spesso poche decine di metri (al massimo 50m) e costituito da calcari ben stratificati, con spessore in aumento verso l'alto, con alla base prevalenti *mudstone-wackestone* nocciola, marrone-arancionato, a macule policrome (da rosse a violacee ed ocra-

PROGETTO CARG



Fig. 22- *Costa San Quirico. Affioramento della parte bassa della UCD al passaggio con i sottostanti CPL. In questa zona la UCD tende a passare lateralmente alla eteropica formazione UOO (zona della Baracca, più a nord).*

cee), con intercalazioni calcareo-marnose verdastre e rossastre a tratti laminate e con superfici di esposizione subaerea. Verso il tetto si hanno prevalenti *grainstone* e *packstone* e più rari *wackestone* grigi, maculati, a tratti nodulari, oolitici, oncolitici e bioclastici, con ooliti arancio-rossastre, talora nere (C.le Marzo); sono presenti livelletti argillosi verdi. Al suo interno si rinvengono gasteropodi, resti di echinodermi, ostracodi, spicole di spugna, Nodosariidae, Valvulinidae, *Bosniella croatica* (Gusic), *Siphovalvulina* sp., *Lenticulina* sp., *Ammobaculites* sp. e coproliti di Anomuri tra cui *Parafavreina thebensis* Brönnimann *e P. thoronetensis* Brönnimann, Caron & Zaninetti. L'*orizzonte* è riferibile a un ambiente ristretto di laguna fangosa (Bergomi, 1974) dell'Aaleniano *p.p.* e correlabile al paleosuolo segnalato da Farinacci (2000/2002) sui M.ti Simbruini e ad un importante evento marino regressivo (Hardenbol *et alii*, 1998).

Al di sopra dell'*orizzonte* mp, nella parte bassa della formazione si rinvengono frequentemente calcareniti oolitiche e bioclastiche, con oncoliti; nella porzione mediana l'unità assume sequenza ciclotemica con calcari micritici, localmente dolomitizzati, bianchi e avana, con frequenti strutture da disseccamento e *grainstone* a granuli rivestiti e clasti neri, con intercalazioni di dolomie e calcari dolomitici. Nella parte alta si hanno calcari oolitici e pisolitici, da grigi a nocciola, con intercalati orizzonti particolarmente ricchi in noduli algali (*floatstone-rudstone*

oolitico-oncolitici) associati a coralli ed echinodermi (anche con echinidi interi e/o grossi radioli) e livelli di calcari dolomitizzati e dolomie.

La formazione passa superiormente, per il temporaneo annegamento della piattaforma del M. Giano (§ 3.7.), all'*orizzonte a filaments* (fi). I fossili più recenti ritrovati al tetto, prima dell'annegamento, sono *Selliporella donzellii e Protopeneroplis striata.*

Il contenuto micropaleontologico è costituito da *Gutnicella cayeuxi* (Lucas), *Bosniella croatica* (Gusic), *Protopeneroplis striata* Weynschenk, *Marzoella ficcarellii* Chiocchini & Mancinelli, *Nautiloculina* sp., *Callorbis minor* Wernli & Metger, *Redmondoides lugeoni* (Septefontaine), *Siphovalvulina* sp., *Ammobaculites* sp., "*Gaudrina"* sp., *"incertae sedis"* (cf. Scaphopoda) *Trochammina* sp., *Trocholina* sp., *Pseudocyclammina* sp., *Selliporella donzellii* Sartoni & Crescenti, nodosaridi, foraminiferi agglutinanti, coralli, bivalvi, gasteropodi, resti di echinodermi e di alghe.

L'unità si estende dalla biozona a Echinodermata, Mollusca e *Favreina* alla parte iniziale della biozona a *Selliporella donzellii.*

L'ambiente di sedimentazione è di piattaforma carbonatica interna/rampa prossimale.

Lo spessore è di 300-350 m.

Toarciano *p.p.* - Bajociano inferiore *p.p.*

3.6. - unità oolitica **(UOO)**

Questa unità, eteropica e più esterna della UCD, con cui spesso si interdigita e con cui tende ad omogenizzarsi alla base, affiora sul versante nord-occidentale del M. Giano, lungo le Gole del Velino, a C.le Raitto e presso C.le Lungo e I Pizzi, cioè in aree della piattaforma che degradavano, rispettivamente, verso il bacino Umbro-Sabino e verso il bacino Gran Sasso-Marchigiano esterno. La fascia di passaggio fra le due unità eteropiche (UCD e UOO) si posiziona all'incirca nella zona della Baracca per ciò che riguarda gli affioramenti occidentali (Fig. 22) e della Costa Radetta per quelli orientali.

La parte bassa di questa unità è del tutto simile alla parte bassa della UCD, con poche decine di metri di bancate oolitiche (forse del Toarciano alto) a cui segue l'*orizzonte a macule policrome* (**mp**). A seguire si hanno prevalenti calcareniti oolitiche (*grainstone* avana chiaro) e biointraclastiche (*grainstone*/*packstone*) grigie, e subordinate intercalazioni bioclastiche di *packstone* fini a peloidi e micriti (*wackestone* e *mudstone*) avana, biancastre, a luoghi dolomitizzate, di colore rossastro per alterazione. Sono presenti livelli ad ooliti compenetrate e con clasti neri. La stratificazione è da decimetrica a metrica. La UOO è chiusa al tetto dall'*orizzonte a filaments* **(**fi**)**.

PROGETTO CARG

Il contenuto biostratigrafico è in gran parte simile a quello della UCD. Presso la località la Baracca, lungo le Gole del Velino, nella parte bassa della formazione sono stati inoltre rinvenuti *Gutnicella bizonorum* (Bourrouilh & Moullade) e *Gutnicella minoricensis* (Bourrouilh & Moullade).

Dalla biozona a *Gutnicella cayeuxi* alla parte iniziale della biozona a *Protopeneroplis striata.*

Lo spessore è di circa 250-300 m.

L'ambiente di sedimentazione è compatibile con una zona di *shoals* con rielaborazione delle barre oolitiche e ridistribuzione del sedimento nelle zone più interne della piattaforma ("retromargine" *s.l.*), con formazione di *washover fan* o *storm washover* (in accordo con quanto riportato nei fogli CARG dell'Abruzzo); assimilabile alla *facies* RMF 29-30 di Flugel (2004).

Toarciano *p.p.* - Bajociano inferiore *p.p.*

3.7. - Annegamento della piattaforma del Monte Giano nel Giurassico medio-superiore

Tra il Bajociano ed il Titoniano la piattaforma del M. Giano è caratterizzata da una particolare evoluzione sedimentaria. Al di sopra delle unità UCD e UOO si ha infatti la deposizione di sedimenti pelagici simili a quelli coevi dell'adiacente bacino Umbro-Sabino. Si tratta di un esiguo orizzonte, con spessori che vanno da pochi metri (solo in rari casi, come nella zona del Persico, sembrano prossimi allo zero) fino ad un massimo di 22 m, di calcari biodetritici fini, contenenti *filaments* e protoglobigerine. Il contatto fra queste unità è netto e para-concordante ed avviene con tutta probabilità all'interno del Bajociano inf. (*Selliporella donzelii*, *Gaudrina* sp., *Redmondoides lugeoni*, *Marzoella ficcarellii*, *Protopeneroplis striata*, *filaments*, protoglobigerine, *Carinolithus superbus* e *Watznaueria* sp.). Ancora più inaspettatamente, al di sopra di questo *orizzonte a filaments* vi è, ovunque, un *gap* deposizionale di circa 12 milioni di anni (Bajociano *p.p.*-Kimmeridgiano *p.p.*), simile a quello riscontrato all'interno delle successioni condensate (*gruppo del Bugarone*) al di sopra delle PCP del bacino Umbro-Marchigiano-Sabino (Cresta *et alii*, 1988) (Fig. 23).

La formazione soprastante in *paraconformity* l'*orizzonte* fi, i *calcari delle Gole del Velino* (VEL), contiene già alla base *Tubiphytes morronensis* Crescenti, e dopo pochi metri *Saccocoma* spp., ed arriva fino al Titoniano inf. Si tratta di calcareniti bioclastiche di ambiente di *slope*, che nella parte più meridionale del Foglio (F.so Mozza) contengono anche frequenti livelli di selce (*litofacies* VEL_a).

La contemporanea presenza di *facies* pelagiche, del *gap* Bajociano *p.p.*-Kimmeridgiano *p.p.* e di quanto noto da letteratura nelle aree di piattaforma adiacenti (F. 358 Pescorocchiano), porta a queste considerazioni:

PROGETTO CARG

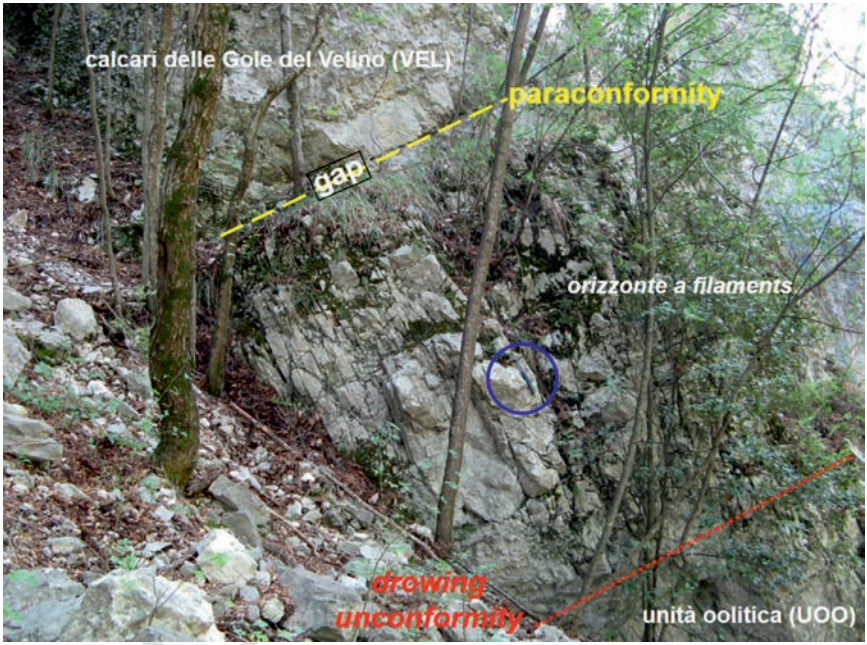


Fig. 23 - *Zona a N della Baracca, lungo le Gole del Velino. Affioramento dell'orizzonte a filaments (fi), qui spesso circa 4 metri, incluso fra le formazioni UOO e VEL. Sono evidenziate le superfici di* unconformity *e* paraconformity *di base e tetto.*

- l'annegamento del Bajociano inf. è localizzato alla piattaforma del M. Giano, poiché una successione di piattaforma carbonatica persistente è conosciuta pochi chilometri a S (M. Nuria, F. 358 Pescorocchiano);
- la *paraconformity* tra i calcari a *filaments* e protoglobigerine e le sottostanti *facies*, sia di piattaforma interna che di retromargine (formazioni UCD e UOO), indica che non fosse inizialmente un ambiente di *slope*;
- a seguito dell'annegamento l'area del M. Giano è divenuta assimilabile ad un alto strutturale pelagico, molto esteso, del tipo PCP (*sensu* Santantonio, 1994) (Fig. 24), o ad un gradino ribassato (Capotorti & Muraro, 2021), successivamente caratterizzato da un *gap* deposizionale simile a quello del *gruppo del Bugarone* (BU) delle PCP dell'area Umbro-Marchigiana-Sabina. La presenza di *Protoglobigerina* sp. nell'*orizzonte a filaments* avvalora l'ipotesi di formazione di un alto pelagico (è infatti un fossile tipico di questo ambiente), così come l'assenza di selce.

Questa PCP era probabilmente separata verso S dall'area di piattaforma persistente del M. Nuria da un solco (riconoscibile plausibilmente nella *litofacies* VEL_a a F.so Mozza) di estensione e profondità limitate vista la diffusa presenza

nell'*orizzonte a filaments* di materiale bioclastico di piattaforma indicante come la testata della PCP fosse raggiungibile per *spill-over* da flussi torbiditici provenienti dalla vicina piattaforma. La sua estensione verso N non è invece quantificabile per la mancanza di affioramenti medio giurassici in questa direzione.

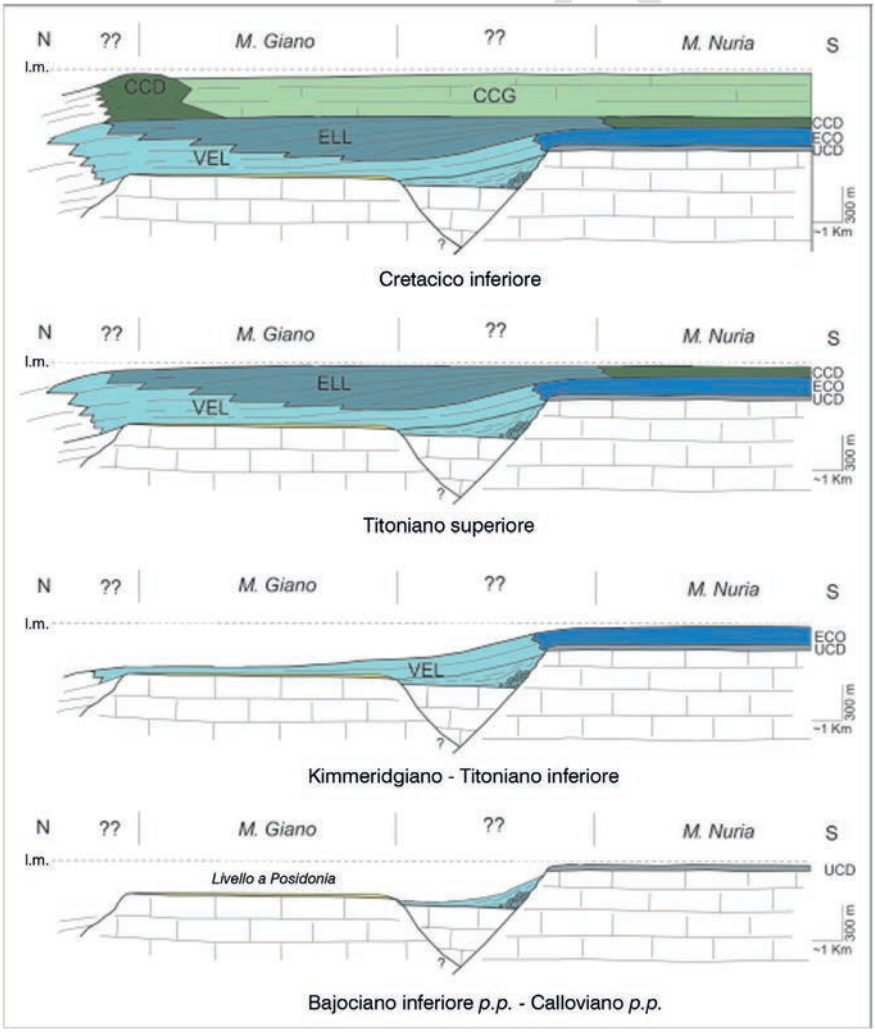


Fig. 24 - *Schema temporale mostrante l'annegamento, la formazione di una estesa PCP (Fig. 86) e la successiva fase riprogradante dei termini della piattaforma Laziale-Abruzzese nell'area del M. Giano a partire dal Bajociano inf.* p.p. *sino al Cretacico inf.* p.p. *(da* Capotorti & Murarо*, 2021). Il M. Nuria è localizzato nel F. 358 Pescorocchiano.*

L'annegamento durante il Giurassico medio di questa parte della piattaforma Laziale-Abruzzese fa ipotizzare una causa principalmente di tipo tettonico estensionale che ha portato alla formazione di una morfologia assimilabile ad una PCP, piuttosto che a fattori eustatici (risalita del livello marino) e/o ambientali (inizio della sedimentazione silicea e crisi di produttività dei carbonati). Carminati *et alii* (2013) hanno ipotizzato una tettonica gravitativa legata al flusso di materiale evaporitico triassico dalla piattaforma Laziale-Abruzzese verso il bacino Umbro-Marchigiano-Sabino come possibile causa di una fase *post-rifting* bajociana, mentre una possibile concausa scatenante sarebbe il risentimento periferico, in questo periodo, dell'inizio dell'apertura del Bacino oceanico Ligure-Piemontese (Capotorti & Muraro, 2021).

La fase di ripresa della piattaforma carbonatica si ha con la ri-progradazione (da S) delle *facies* marginali della piattaforma Laziale-Abruzzese (*calcari ad ellipsactinie*, ELL) al di sopra dei VEL, con formazione di grandi clinoformi ed il definitivo "seppellimento" della PCP bajociana del M. Giano ed appianamento dei precedenti dislivelli (Fig. 24), anche se localmente verso N bruschi aumenti di spessore riconoscibili nei VEL (plausibilmente ad opera di flussi detritici dalla piattaforma) a discapito dei ELL potrebbero testimoniare la presenza di un paleogradino N-immergente riprendente il precedente approfondimento pre-bajociano localizzato al passaggio laterale tra le formazioni UCD e UOO.

Durante il Cretacico inf. la ri-progradazione della piattaforma verso gli attuali quadranti settentrionali continua ulteriormente ed in questa parte del F. Antrodoco si depositano prima *facies* retromarginali (*calcari a clasti neri e gasteropodi*, CNE) e poi di piattaforma interna (*calcari ciclotemici a gasteropodi*, CCG) mentre le *facies* di margine si spostano ancora più a N (*calcari a coralli e diceratidi*, CCD).

3.8. - orizzonte a filaments **(FI)**

L'*orizzonte a filaments* è presente al tetto delle unità UCD e UOO (Fig. 23) e ne ricalca in pianta gli affioramenti, tranne nei rari casi dove esso non sia stato rilevato (Costa San Quirico). Si tratta di calcari biodetritici (*wackestone*/*packstone*) da grigiastri ad avana, in strati decimetrici, con abbondanti bivalvi a guscio sottile (*thin-shelled bivalves* di Conti & Monari, 1992), radiolari e *Globuligerina* sp., peloidi, *Lenticulina* sp., *Protopeneroplis striata* Weynschenk, nodosaridi, valvulinidi, rari frammenti di echinodermi, spicole di spugna, embrioni di ammoniti, aptici, clasti di glauconite e clasti micritici arrotondati. Per quanto riguarda il nannoplancton calcareo sono presenti *Carinolithus superbus* (Defandre,1954) Prins 1974 e *Watznaueria* sp., che indicano un'età non più recente del Bajociano.

Parte terminale della biozona a "*Posidonia-Bositra*".

PROGETTO CARG

Questo orizzonte rappresenta un livello guida che indica il temporaneo annegamento della piattaforma del M. Giano-M. Gabbia (§ 3.7.) ed è assimilabile ai *calcari nodulari a filaments di Fosso del Presale* (sigla CARG: PSA), facenti parte del *gruppo del Bugarone* e caratteristici delle PCP Umbro-Marchigiane (F. 280 Fossombrone).

L'ambiente è riferibile ad un alto strutturale pelagico (PCP Type1 *sensu* Santantonio, 1994) (Fig. 24) o ad un gradino ribassato (Capotorti & Muraro, 2021).

Lo spessore varia da 4 a 22 m.

Bajociano inferiore *p.p.*

3.9. - calcari delle gole del velino (**VEL**)

Questa unità affiora lungo le Gole del Velino, sui versanti S e O del M. Giano e, presso la conca di Cascina, tra Cima Priora e La Selva.

Si tratta di una sequenza *coarsening* e *shallowing upward* di calcari bioclastici generalmente a tessitura *packstone* (anche piuttosto fini) e più raramente *grainstone* o *wackestone*, spesso torbiditici, più grossolani al tetto (passaggio ai *calcari ad ellipsactinie*, ELL); solo raramente l'unità è costituita da calcari saccaroidi. Il colore varia da avana-biancastro a nocciola, strati da spessi a molto spessi, con stratificazione generalmente più netta alla base (con anche strati gradati), talvolta non visibile a causa di fenomeni di amalgamazione. Lungo le Gole del Velino i primi 15-20 m presentano pochi fossili significativi, la presenza del *Tubiphytes morronensis* permette comunque l'attribuzione della base dell'unità ad un generico Kimmeridgiano. Al di sopra di questa porzione si rinviene molto spesso il *Saccocoma* sp. e la stratificazione può divenire a luoghi (ad es. presso Costa San Quirico) netta, con strati di spessore decimetrico e colore più scuro, talora maculato, e all'interno si rinvengono anche radiolari (es. a La Selva).

A N di F.so Mastro Domenico-Bosco bruciato e a NE di Vignola l'unità è costituita da netti strati decimetrici formati da *mudstone-wackestone* bianchi a macule violacee e *packstone-grainstone* fini e più raramente grossolani (con anche cespi di coralli rimaneggiati), con aptici, *Saccocoma* sp. e piccoli ammoniti; nell'affioramento a NE di Vignola si hanno anche frequenti lenti ed arnioni di selce (*litofacies selcifera*, **VEL$_a$**) (Fig. 25).

Lo spessore di questa particolare *litofacies* è di circa 100 metri.

I VEL poggiano direttamente al di sopra dell'*orizzonte a filaments* (fi), attraverso uno *hiatus* sedimentario di circa dodici milioni di anni, simile (ma forse leggermente più corto) a quello riscontrato nel *gruppo del Bugarone* sulle testate delle PCP del bacino Umbro-Marchigiano-Sabino.

Il passaggio ai soprastanti *calcari ad ellipsactinie* (ELL) avviene in modo diacrono. Nelle zone più esterne, infatti, a N della zona della Baracca, i VEL sostitu-

PROGETTO CARG

iscono in parte, in alto, gli stessi ELL, testimoniando il ritardo (sempre all'interno del Titoniano sup.) dell'instaurarsi di condizioni di margine per la progradazione della piattaforma da S verso N-NO (§ 3.7.). I VEL parte alta si distinguono in campagna dai *calcari ad ellipsactinie* per essere molto meno saccaroidi-ceroidi, per il colore di solito più scuro, per la minore presenza di ellipsactinie e la rara presenza o assenza di coralli.

L'associazione faunistica è caratterizzata da abbondantissimi resti di echinodermi (anche di grosse dimensioni), bivalvi, idrozoi, coralli isolati, aggregati algali, ellipsactinie (nella parte sommitale), *Labyrinthina mirabilis* Weynschenk, ?*Mercierella dacica* Dragastan, *Mohlerina basiliensis* (Mohler), *Muranella parvissima* (Dragastan), *Nautiloculina oolithica* Mohler, *Parurgonina caelinensis* (Cuvillier, Foury & Pignatti-Moran), *Pseudocyclammina gr. lituus* (Yokoama), *Protopeneroplis* sp., *Lenticulina* sp., *Trocholina* sp., *Lithocodium aggregatum* Elliott, *Pseudolithocodium carpathicum* Misik, *Tubiphytes morronensis* Crescenti, *Saccocoma* sp., *Colomisphaera* sp., *Stomiosphaera sp.*, *Salpingoporella pygmea* (Gumbel), miliolidi, nodosaridi, radiolari e rare ammoniti.

Parte superiore della biozona a Radiolari e *Tubiphytes morronensis* e biozona a *Saccocoma* e *Tubiphytes morronensis.*



Fig. 25 - *Fosso Viperelle, a NE di Vignola. Arnioni di selce all'interno dei calcari delle Gole del Velino, litofacies selcifera (VEL$_a$).*

PROGETTO

I *calcari delle Gole del Velino* testimoniano la presenza di uno *slope* da distale a via via più prossimale quasi ad evolvere in un margine, caratterizzato da flussi gravitativi alimentati probabilmente dalla vicina piattaforma del M. Nuria (Fig. 24) e che contribuirono al graduale colmamento del dislivello topografico creatosi a seguito della tettonica bajociana (§ 3.7.).

Lo spessore, essendo la formazione in parziale eteropia con i ELL, varia da circa 100 m a 420m, da S a N negli affioramenti fra Vignola e le Gole del Velino; solo nella zona tra Cima Priora e La Selva (affioramenti orientali) si hanno non più di 40 metri.

Kimmeridgiano *p.p.* - Titoniano *p.p.*

3.10. - calcari ad ellipsactinie (**ELL**)

Questa formazione affiora diffusamente in tutto il massiccio dei M.ti Giano-Gabbia-Caola-Raitto, fino a Cagnano-Amiterno, e lungo le Gole del Velino.

È costituita da una sequenza *shallowing upward* formata da calcari bioclastici biancastri, a tessitura *packstone*/*grainstone*, molto spesso ceroidi e più o meno saccaroidi, in strati spessi massivi, clinostratificati (Fig. 26), localmente con rare intercalazioni microdetritiche. I bioclasti sono rappresentati da resti di ellipsactinie, coralli (M. Giano e C.le Marzo), colonie arborescenti (Cerreto e M. Gabbia), chetetidi, bivalvi (ostree, pectinidi), antozoi, briozoi, diceratidi, echinodermi, gasteropodi, rare ammoniti e rari clasti molli. Verso l'alto si hanno intercalazioni di *grainstone* biolitoclastici ben classati e isoorientati.

Nella zona fra M. Gabbia e Cagnano-Amiterno, dove affiora la sola parte alta della formazione, si osservano plaghe micritiche varicolori, rosate e brune, spesso ossidate, sterili, assimilabili al riempimento di cavità paleocarsiche. Sono inoltre caratterizzati da *boundstone* a *Tubiphytes* sp., cemento (*biocemenstone*), rari *Saccocoma* sp., colomisphaere, rari radiolari e calpionelle, che testimoniano un ambiente di sedimentazione di margine molto sviluppato e "aperto" (*sensu* Rusciadelli *et alii*, 2011 e Rusciadelli & Ricci, 2013).

I ELL giacciono, con passaggio sfumato, sopra i VEL/VEL_a a differenti altezze, per parziale eteropia, all'interno del Titoniano sup.

Superiormente passano ai CNE nelle aree più a S e ad E (*facies* interne) o ai CCD/CCD_a nelle aree più a N-NO (*facies* marginali). Il passaggio ai CNE, alla base del Cretacico, è piuttosto netto e segnato da stratificazione molto più evidente e sottile e da una tessitura che da saccaroide-ceroide passa a *grainstone/packstone* ad intra-bioclasti. Il passaggio ai CCD/CCD_a è più sfumato e spesso difficilmente posizionabile; a causa della similitudine delle associazioni fossilifere si colloca probabilmente all'interno dello stesso Titoniano sup. sommitale. È contrassegnato da un generale aumento della tessitura accompagnata da un netta diminuzione

PROGETTO CARG



Fig. 26 - *Croce di M. Giano. Down-lap dei calcari ad ellipsactinie (ELL) clinostratificati al di sopra dei calcari delle Gole del Velino (VEL).*

dell'aspetto ceroide/saccaroide e dalla presenza più diffusa delle trocoline.

Il contenuto microfossilifero è costituito da *?Mercerella dacica* Dragastan, *Tubiphytes morronenis* Crescenti, *Koskinobullina socialis* Cherchi & Schroeder, *Protopeneroplis ultragranulata* (Gorbachik), *Trocholina* sp., *Salpingoporella* gr. *pygmaea* (Gumbel), *Saccocoma* sp., colomisphaere, rari radiolari e calpionelle.

Parte alta della biozona a *Tubiphytes morronensis*.

La formazione testimonia il definitivo ritorno a *facies* di margine di piattaforma dopo l'annegamento dell'area M. Giano-M. Gabbia avvenuto nel Bajociano *p.p.* (§ 3.7.) (Fig. 24).

Lo spessore varia, dagli affioramenti più meridionali a quelli più nord-occidentali, da 400 m a 180 m.

Titoniano superiore

3.11. - calcari a coralli e diceratidi (**CCD**)

L'unità affiora diffusamente in tutta la zona settentrionale dell'area dei M.ti Giano-Gabbia, in una fascia che si estende fra F.te della Palombara e M. Gabbia,

ed inoltre lungo il versante O delle Gole del Velino e nella parte sud-orientale del Foglio, fra M. Caola e Termine.

Sono *rudstone*, *grainstone e floatstone,* a luoghi *bindstone,* da biancastri ad avana, in strati da medi a spessi, con coralli sia in frammenti che colonie decimetriche, frammenti di echinodermi, idrozoi, bivalvi, spugne calcaree e frequenti gasteropodi. Nella parte inferiore si hanno orizzonti a diceratidi, mentre verso l'alto si ha presenza massiccia di caprotine, associate a requienie e grossi gasteropodi.

A vari livelli si possono intercalare *packstone* biancastri, sovente pseudosaccaroidi, con pochi fossili significativi alla lente (frammenti di coralli), con intercalati *wackestone* chiari con oncoliti, gasteropodi e frammenti di rudiste e rari *mudstone*/*wackestone* a *birdseyes* (*litofacies di retromargine,* **CCD_a,** fascia meridionale di M. Gabbia, a S di Vallemare, zona di S. Quirico ad E di Micigliano e a M. Cerreto).

Nella zona di F.so Palombara-Gole del Velino, presso V.le dell'Inferno e ad E di Vallemare, cioè nella fascia più esterna (N-NO) degli affioramenti dei CCD, si ritrovano intercalati *packstone* e *grainstone* biodetritici e più rari *rudstone* e *wackestone* biancastri, con frammenti di rudiste, spicole di spugna, rari radiolari e aptici e con plaghe micritiche o clasti molli a calpionelle (fra cui *Calpionellopsis simplex* (Colom) e *Calpionellites darderi* (Colom)), che indicano, al contrario dei CCD_a, un ambiente o quantomeno episodi di avanmargine del Cretacico basale. Questi affioramenti segnano il vicino passaggio alla eteropica formazione dei *calcari cristallini ad echinodermi e coralli* (ECC), presenti più a SE nella contigua successione dei Monti Rua-Marine-Mozzano (§ 4.).

I CCD sono nella maggior parte dei casi sovrastanti ai ELL, con cui sono in parte eteropici al tetto del Titoniano, distinguendosi da essi per essere più grossolani e meno saccaroidi-ceroidi e per la forte presenza di coralli e diceratidi (Fig.27).

Alla base della formazione si possono quindi trovare ancora frammenti di ellipsactinie (ben visibili ad es. presso C.le Marcone) e *Protopeneroplis ultragranulata*. Sul terreno, data la relativa somiglianza fra le due formazioni, l'elemento distintivo dei CCD è il ritrovamento di molte trocoline.

In aree invece più riparate della piattaforma (come ad es. sul M. Cerreto, a N di C.le di Vallecupa) l'unità giace al di sopra dei CCG_a ed inizia verosimilmente non prima della base dell'Hauteriviano, per probabile ingressione marina.

Il passaggio verso l'alto è comunemente con i *calcari a rudiste e orbitoline* (RDO), litologicamente simili alla base ma che si differenziano per la presenza dei primi orbitolinidi e, a seguire, anche dei radiolitidi. Spesso, questo passaggio avviene anche lateralmente, lungo paleofaglie distensive in genere di età cenozoica come lungo la fascia fra le Gole del Velino e il M. Gabbia (§ 3.19.).

Nella zona a O ed E di Vallemare i CCD in alcuni tratti passano con limite inconforme direttamente alla *Scaglia Cinerea* (SCC), nuovamente lungo una articolata paleoscarpata contraddistinta dalla presenza di granuli di selce sulla

PROGETTO CARG



Fig. 27 - *Vallemare, località C.le Marcone. Cespi di coralli presenti alla base della formazione dei calcari a coralli e diceratidi (CCD).*

superficie. A V.le dell'Inferno il passaggio, ancora per paleofaglia, è direttamente con la *scaglia variegata* (VAS).

Il contenuto micropaleontologico è caratterizzato da *Lithocodium aggregatum/ Bacinella irregularis*, ?*Mercierella dacica* Dragastan, *Tubiphytes morronensis* Crescenti, *Protopeneroplis ultragranulata* (Gorbachik), *Haplophragmoides joukowskyi* Carollais, Brönnimann & Zaninetti, *Valvulina alpina* Dragastan, *Mohlerina basiliensis* (Mohler), *Pseudocyclammina lituus* (Yokoyama), *Trocholina alpina* (Leupold), *T. delphinensis* Arnaud- Vanneau, Boisseau & Darsac, *T. chiocchinii* Mancinelli & Coccia, *T. campanella* Arnaud- Vanneau, Boisseau & Darsac , *T.* cf. *involuta* Mantsurova, *T. cherchiae* Arnaud -Vanneau, Boisseau & Darsac, *T. sagittaria* Arnaud -Vanneau, Boisseau & Darsac, *Charentia cuvillieri* Neumann, *Mesoloculina histri* (Neagu), *Coscinophragma cribrosum* (Reuss), *Neotrocholina infraganulata* (Noth), *Arenobulimina cochleata* Arnaud-Vanneau, *Salpingoporella gr. pigmea* (Gumbel), *S. annulata* Carozzi, *Macroporella praturloni* Dragastan, *Triploporella neocomiensis* Radoicic, *Pseudocymopolia praturloni* Barattolo & D'Andrea, *"Rivularia" kurdistanensis* (Elliott), *"Rivularia" carpathica* Dragastan, *Suppiluliumael-*

la cf. *polyreme* Elliott, *Acrulammina longa* (Tappan), *Troglotella incrustans* Wernli & Fookes, *Koskinobullina socialis* Cherchi & Schroeder, Melobesioidae ind., miliolidi, gasteropodi e spicole di spugna.

Parte sommitale della biozona a *Tubiphytes morronensis* (solo a luoghi) e, più in generale, buona parte della biozona a *Lithocodium aggregatum*.

L'ambiente è generico di margine ma con intercalazioni, nello spazio e nel tempo, di ambienti sia di retromargine (piuttosto diffusi) che di avanmargine/*slope* superiore (più rari).

Lo spessore è variabile e può arrivare a 500-550 metri.

Titoniano superiore *p.p.* - Barremiano *p.p.*

3.12. - calcari a clasti neri e gasteropodi (**CNE**)

L'unità affiora nella zona del M. Giano, fra il M. Gabbia e Termine, nella zona di C.le Raitto, al M. Caola e ad E di C.le di Vallecupa.

Si tratta di prevalenti calcareniti (*grainstone/packstone*) grigie-biancastre a bioclasti ed intraclasti, ben selezionati, e *floatstone* a gasteropodi; con intercalazioni di livelli biomicritici e localmente di brecciole a clasti anneriti. Sono presenti superfici di esposizione subaerea e diffuse ricristallizzazioni.

Questa unità rappresenta una *facies* di passaggio fra il margine (unità dei ELL) e la laguna (unità dei CCG), ed è a luoghi interdigitata con la *litofacies* CCD_a (C.le delle Tane e C.le La Cerasa), con i quali sfuma lateralmente.

I CNE passano superiormente ai CCG attraverso una decisa diminuzione della granulometria e aumento della componente micritica (passaggio da *facies* di retromargine a piattaforma interna).

L'associazione macro e micropaleontologica è costituita da ellipsactinie, coralli, diceratidi, nerinee, ostree, *Lithocodium aggregatum/Bacinella irregularis*, *Trocholina alpina* (Leupold), *Trocholina cherchiae* Arnaud-Vanneau, Boisseau & Darsac, *Trocholina* cf. *molesta* Arnaud-Vanneau, Boisseau & Darsac, *Pseudocyclammina gr. lituus* (Yokoyama), *Protopeneroplis ultragranulata* (Gorbachik), *Mohlerina basiliensis* (Mohler), *Campbeliella striata* (Carozzi), *Salpingoporella annulata* Carozzi, Porostromata.

Parte iniziale della biozona a *Lithocodium aggregatum*.

L'ambiente può essere assimilato ad un retromargine e/o laguna con accumuli biodetritici.

Lo spessore è molto variabile lateralmente, mai superiore a qualche decina di metri.

Berriasiano *p.p.*

PROGETTO CARG

3.13. - CALCARI CICLOTEMICI A GASTEROPODI (**CCG***)*

Questa unità affiora in tutto il massiccio dei M.ti Giano, Caola e Gabbia, e testimonia la notevole progradazione della piattaforma Laziale-Abruzzese a partire dal Valanginiano, con il sovrapporsi di *facies* di laguna al di sopra delle precedenti di margine e di retromargine (formazioni ELL e CNE). Verso il tetto della formazione si ha una nuova tendenza ingressiva con passaggio a *facies* più sciacquate (unità CCD_a o RCO).

Si tratta di calcari biancastri e più raramente avana, fango-sostenuti, con intercalazioni biolitoclastiche, organizzati in cicli *shallowing-upward* a scala metrica caratterizzati, al tetto, da superfici di esposizione subaerea, talora evidenziate da cavità paleocarsiche riempite da *silt* vadoso, da esili orizzonti varicolori argilloso-marnosi, pisoidi vadosi e cementi a menisco. I cicli sono costituiti da sedimenti subtidali cui si sovrappongono *facies* alto interditali con *bindstone* a *fenestrae*. I depositi subtidali sono rappresentati da prevalenti *grainstone/packstone* biointraclastici fini e *grainstone* bioclastici con clasti neri, resti di alghe calcaree, coralli, foraminiferi bentonici, echinodermi e *Bacinella irregularis* RADOICIC; *wackestone/packstone* ad oncoidi, peloidi, alghe calcaree, foraminiferi bentonici e subordinati *rudstone/floatstone* a gasteropodi, coralli e ostree, *mudstone* anche grigi con ostracodi, *wackestone/packstone* con *Salpingoporella* sp. e peloidi.

La stratificazione è da media a più raramente sottile e sempre ben evidente. A più livelli, ed in maggior misura nella parte inferiore, sono presenti intercalazioni, di spessore anche metrico e spesso canalizzate, di biomicriti (*wackestone/packstone*) a nerineidi. Nella parte mediana si ritrovano maggiormente gasteropodi e requienidi associati e, a seguire, quasi esclusivamente requienidi ed anche caprotinidi. Nelle aree di C.le dei Frassi, C.le delle Salere e a N del M. Caola l'unità sembra perdere verso l'alto le sue caratteristiche di ciclicità e si hanno prevalenti *mudstone* e *wackestone* (a volte spatizzati), con livelli marnosi laminati a frattura scagliosa, con *birdseyes* e livelli di biomicriti a requienie e gasteropodi. Nelle zone a NO di C.le di Vallecupa e a M. Cerreto, si osserva un aumento di granulometria verso l'alto per passare superiormente a *facies* di retromargine (CCD_a). Queste evidenze suggeriscono che nella prima area si siano conservati i settori più interni della piattaforma, mentre in corrispondenza della seconda si siano impostati gli ambienti più esterni. In generale verso le aree esterne (nord e nord-occidentali) in tutta l'unità sono sempre più frequenti, specie al tetto, le intercalazioni di *packstone* biodetritici, spesso saccaroidi, con caratteristiche di retromargine (passaggio laterale e verticale alla *litofacies* CCD_a).

L'unità poggia ovunque sui CNE mentre il limite superiore con i RCO (dalla datazione incerta) è posto in corrispondenza di un deciso aumento dello spessore degli strati massivi e dalla comparsa dei primi orizzonti a orbitolinidi. Il passag-

PROGETTO CARG

gio che nelle zone più esterne si ha invece con i CCD_a è posto in corrispondenza della predominanza di calcareniti e calciruditi con macrofauna.

L'associazione macropaleontologica è caratterizzata da gasteropodi, echinodermi, organismi coloniali e rudiste, mentre quella micropaleontologica è costituita *da Lithocodium aggregatum/Bacinella irregularis*, *Mohlerina basiliensis* (Mohler), *Protopeneroplis ultragranulata* (Gorbachik), *Trocholina alpina* (Leupold), *T. delphinensis* Arnaud-Vanneau, Boisseau & darsac, *T. chiocchinii* Mancinelli & Coccia, *T. campanella* Arnaud-Vanneau, Boisseau & Darsac, *T.* cf. *involuta* Mantsinova, *Coscinophragma cribrosum* (Reuss), ?*Cuneolina scarsellai* De castro, *C. camposauri* Sartoni & Crescenti, *C. laurentii* Sartoni & Crescenti, *Moesiloculina histri* (Neagu), *Campanellula capuensis* De Castro, *Salpingoporella annulata* Carozzi, *S.* gr. *pygmea* (Gumbel), *Triploporella neocomiensis* Radoicic, *Clypeina solkani* Conrad & Radoicic, *"Rivularia" kurdistanensis* (Elliott), *"Rivularia"* sp., miliolidi e ostracodi. In limitati affioramenti a N di Casale Antonacci (conca di Cascina) è stata ritrovata, al tetto dell'unità, *Montseicella arabica* (Henson).

Parte media e superiore della biozona a *Favreina salevensis* e *Salpingoporella annulata* e biozona a ?*Cuneolina scarsellai* e *Cuneolina camposaurii*.

L'ambiente è di laguna, con episodi, più frequenti verso le aree settentrionali ed occidentali, di *facies* di retromargine.

Spessore: 500-550 metri.

Berriasiano *p.p.* - Barremiano

3.14. - calcari a rudiste e orbitoline (**RDO**)

Questa formazione affiora diffusamente in tutto l'arco esterno dell'area M. Giano-M. Gabbia e in minor misura nell'area centrale, a NO della conca di Cascina. È rappresentativa dei depositi di margine o piattaforma aperta eteropici alle unità di piattaforma più interna RCO, CMS, CIR e tetto CCG, e dei BLS di *slope/* rampa intermedia.

Si tratta di prevalenti *rudstone* e *grainstone* biointraclastici e in minor misura *packstone* e *floatstone*, di colore da biancastro ad avana a rosso-aranciato, con elementi ben arrotondati, ampiamente ricristallizzati e fortemente compenetrati e suturati; sono alternati a calciruditi bioclastiche, bianche o rosate. Contengono orbitolinidi e frammenti (o interi corpi) di caprine e caprotine (alla base) e caprine e radiolitidi (parte medio-alta) e subordinatamente echinidi, gasteropodi, idrozoi, coralli ed ostreidi. Si ritrovano diffusamente festoni calcitici fra i clasti. Sono presenti orizzonti plurimetrici ricchi in clasti neri, anche centimetrici, e diffusi livelli emersivi e paleocarsici policromi, presenti soprattutto nella porzione aptiana e al tetto dell'unità. Presso V.le Entamella sono stati ri-

PROGETTO CARG

trovati livelli, probabilmente albiani, di colore nero-grigio con tracce di bitume.

Gli strati sono solitamente massivi, poco evidenti, più distinguibili nelle zone a sedimentazione meno grossolana tendenti al retromargine.

La parte bassa dell'unità (Barremiano sup./Aptiano basale) è contrassegnata dalla presenza di *Montseicella arabica* (Henson), di *Rectodictyoconus giganteus* Schroeder e di *Palorbitolina lenticularis* (Blumenbach) e abbondanti coralli, *Tubiphytes* sp. e resti di echinodermi; la parte alta della formazione (Aptiano inf. sommitale-Albiano *p.p.*), è caratterizzata da *Praeorbitolina cormyi* Schroeder, *Orbitolina* (*Mesorbitolina) texana* (Roemer), *O.* (*M.) gr. subconcava* (Leymerie); solo localmente gli ultimi metri di tetto arrivano sicuramente all'Albiano sup. e più dubitativamente al Cenomaniano inf., in quanto si rinvengono *Orbitolina* (*Conicorbitolina*) *conica* (D'Archiac), *O.* (*Conicorbitolina*) *moulladei* Bilotte e *O.* (*Conicorbitolina*) *cuvillieri* (Moullade), in *facies* più distale rispetto al sottostante resto della formazione.

Nel F. Antrodoco non è stato rilevato il tipico orizzonte marnoso della *facies ad Orbitoline Auct.,* dell'Aptiano medio, di poco posteriore, secondo Trecalli (2012), all'evento OAE-1 e al *livello Selli* in bacino, mentre sono stati riconosciuti strati calcarei con abbondanti mesorbitoline, probabilmente tempo equivalenti. La causa è probabilmente da imputare a condizioni di sedimentazione più aperte e sciacquate.

Spostandosi verso le *facies* più prossimali della piattaforma, a S, i RDO assumono, anche per forti spessori, aspetto meno grossolano e stratificazione più evidente; in queste aree affiora la *litofacies di retromargine* (**RDO_a**). Si tratta di prevalenti *packstone,* spesso saccaroidi, con orbitolinidi, frammenti di rudiste e frequenti livelli a clasti neri, con intercalazioni più o meno spesse di livelli di *wackestone* avana a *Salpingoporella dinarica* Radoicic e *floatstone* a ostreidi nella parte bassa e miliolidi nella parte alta, per le interdigitazioni rispettivamente dei CMS-RCO e dei CIR (Fig. 28).

Nella zona centrale di affioramenti (a NO della conca di Cascina) al tetto della *litofacies* RDO_a si rinviene una *facies* a *packstone* e *floatstone* prevalenti, del Cenomaniano inf. (presenza di *Orbitolina* (*Conicorbitolina*) *conica, Trocholina cf. arabica* Henson, *Rotalia mesogeensis* Tronchetti e rari alveolinidi), che passa superiormente a sedimenti ancora di piattaforma del Cenomaniano sup. (§ 3.18.). La *litofacies* RDO_a ha base e tetto diacroni, rispettivamente in ringiovanimento verso S (passaggio dai sottostanti CCG o CIR) e verso N (passaggio ai sovrastanti RDO o RDT). Nella parte alta della *litofacies* molto comuni sono gli episodi emersivi, correlabili con il I orizzonte bauxitico presente in aree più interne della piattaforma (Albiano sup.-Cenomaniano inf.).

Al contrario, nel settore compreso tra V.le Entamella (a S di Vallemare), Collacchi delle Ceresole-Col Maggio, sul versante N-NE del M. Gabbia/Capo Antico e spostandosi verso SO, presso C.le Frontino, nei RDO sono stati rinvenuti anche rari organismi planctonici all'interno di *floatstone* prevalenti e, subordinatamen-

PROOF ONLY



Fig. 28 - *Strada per M. Cagno. Livello a ostreidi nell'unità RDO_a, in un'area prossima all'eteropia con l'unità RCO.*

te, *packstone* biodetritici. Fra essi si hanno *Ticinella* sp., *Globigerinelloides* sp., hedbergellidi, *Rotalipora* sp., *Praeglobotruncana* cf. *stephani* (Gandolfi), calcisphaerulidi, radiolari e spicole di spugna, in associazione con *Orbitolina (Conicorbitolina) conica*, *O. (C.) cuvillieri* e rare *Orbitolina* (*Mesorbitolina) texana*. Ciò è testimonianza di un ambiente di piattaforma aperta subtidale (*sensu* Sartorio *et alii*, 1992; *facies* FZ1 in Bachmann & Hirsch, 2006), limitato all'Albiano sup. e forse anche al Cenomaniano inf.

Sul crinale di M. Lato (zona di Cagnano-Amiterno) è visibile (pur se incartografabile a questa scala) un'eteropia di *facies*, spostandosi da SE a NO, fra i *calcari bioclastici superiori* (BLS), di *facies* più distale (*slope s.l.*) e facenti quindi parte della successione dell'area Monti Rua-Marine-Mozzano (§ 4.) e gli strati a *Orbitolina* (*Conicorbitolina*) sp. dei RDO.

Al tetto gli RDO passano con contatto pseudo-conforme o inconforme alle formazioni RDT, SCZ, SGC, SAA o anche direttamente alla *Scaglia Cinerea* (SCC) (come ad es. a M. Porillo). Il passaggio alle SCZ-SGC è caratterizzato da una *paraconformity* associata a uno *hiatus* sedimentario che può arrivare ad alcuni milioni di anni (riferibile a tutto o parte del Cenomaniano e al Turoniano basale) (Tav. 1).

In molti casi, però, il passaggio alle varie "*Scaglie*" avviene attraverso appoggi in *onlap* dei depositi bacinali su paleoscarpate nei RDO. In rari casi al tetto dei blocchi annegati di piattaforma (N del M. Cagno e O di Gabbia) la SGC sovrastante gli RDO è caratterizzata da spessore esiguo e incartografabile, per cui è stato rappresentato il contatto diretto dei RDO con *l'unità spongolitica* (SPT) del Miocene inf.

Gli RDO sono spesso contraddistinti dalla presenza di un fitto reticolo di filoni (rosso-ocracei) sub-verticali o molto inclinati di origine tettonica, riempiti da siltiti, micriti e/o brecciole di SGC, sia cretacica che paleogenica, talvolta sterili, formatisi a più riprese, ma particolarmente sviluppatisi nel Paleocene medio/sup. e nell'Eocene. Sono larghi da pochi a qualche decina di cm e possono penetrare all'interno della formazione anche per molti metri (Fig. 29). Si rinvengono anche lungo paleofaglie che pongono in contatto laterale RDO e CCD.

L'associazione macro e micropaleontologica dei RDO è caratterizzata dalla presenza di Radiolitidae, Caprinidae, Echinodermata, Anthozoa, Gasteropoda, *Montseicella arabica* (Henson), *Palorbitolina lenticularis* (Blumenbach), *Praeorbitolina cormyi* Schroeder, *Rectodictyoconus giganteus* Schroeder, *Orbitolina (Mesorbitolina) texana* (Roemer), *O.* (*M.)* gr. *subconcava* (Leymerie), *Orbitolina (Conicorbitolina) moulladei* Bilotte, *O. (C.) conica* (D'Archiac), *O. (C.) cuvillieri* (Moullade), *Neotrocholina friburgensis* Guillaume & Reichel, *Neotrocholina* cf. *aptiensis* Iocheva, *Trochamminoides coronus* Loeblich & Tappan, ?*Cuneolina scarsellai* De Castro, *Rotalia mesogeensis* Tronchetti, *Trocholina* cf. *arabica* Henson, *Acruliammina longa* (Tappan), *Arenobulimina* cf. *meltae* Kovatcheva, *Coptocampylodon fontis* Patrulius, *Coscinophragma cribrosum* (Reuss), *Bacinella irregularis* Radoicic, *Lithocodium aggregatum* Elliott, *Entobia* isp.B, *Koskinobullina socialis* Cherchi & Schroeder, *Tubiphytes* sp., *Cymopolia* cf. *longistila* Sokac & Nikler, *Gyroporella lukicae* Sokac & Velic, *Macroporella* cf. *incerta* Sokac & Nikler, *Salpingoporella robusta* Sokac, *Salpingoporella dinarica* Radoicic, Miliolidae, Nubeculariidae, Porostromata, rare alveolinidi, ticinelle, hedbergellidi, globigerinelloidi, rotalipore, calcisphaerulidi e radiolari.

Dalla biozona a *Lithocodium aggregatum*, parte superiore, a buona parte della biozona ad *Orbitolina*.

L'ambiente di sedimentazione dei RDO è di margine di piattaforma o piattaforma aperta distale, con diffusi episodi di retromargine *s.l.* (affioramenti più meridionali, *litofacies* RDO_a) e più rari di piattaforma aperta con influenze pelagiche (parte sommitale degli affioramenti più settentrionali ed occidentali). A livello generale l'unità presenta una tendenza trasgressiva nel tempo, coincidente con una costante risalita del livello marino nella curva di lungo termine nel periodo Aptiano sup.-Cenomaniano inf. (Haq, 2014).

Lo spessore affiorante dell'unità è molto variabile, ad ulteriore testimonianza di un forte influsso della tettonica sinsedimentaria alto cretacica/paleogenica e di

PROGETTO CARSO



Fig. 29 - *M. Gabbia. Filone di scaglia condensata paleogenica (SGC, segnato in giallo) all'interno dei calcari a rudiste e orbitoline (RDO).*

una probabile esposizione e parziale erosione differenziale durante il Cenomaniano. Ove la formazione affiori totalmente raggiunge i 550-600 metri.

Barremiano *p.p.* - Cenomaniano inferiore *p.p.*

3.15. - calcari a requienie, caprotine e *ostreidi* (**RCO**)

Questa unità poggia sempre al di sopra dei CCG e testimonia un periodo di temporaneo ritorno a *facies* di più alta energia nella parte di piattaforma interna dell'area M. Giano-M. Gabbia per un probabile evento trasgressivo, con

particolare sviluppo di rudiste, riconosciuto in tutta la piattaforma Periadriatica (Cestari & Sartorio, 1995) e conosciuto come "*facies* urgoniana *sensu strictu*" degli autori europei. Si tratta di *floatstone* biomicritici nocciola, con *grainstone* e *rudstone,* in strati tipicamente da spessi a molto spessi, massivi, con ricche faune a caprotine, requienie e ostreidi e più rare caprine (Fig. 30), con intercalati orizzonti micritici a foraminiferi, alghe (fra cui *Salpingoporella dinarica*) e ostracodi. Generalmente caprotine e caprine si rinvengono alla base e requienie e ostreidi al tetto. Sono presenti a più livelli biodetriti con orbitolinidi, fra cui *Rectodictyoconus giganteus* (interdigidazioni degli eteropici RDO_a).

Tra C.le del Ceraso e Serrone la formazione è rappresentata dall'alternanza di *mudstone* a *birdseyes* e tracce di paleocarsismo, *grainstone* con ooliti, oncoidi, clasti neri e intraclasti micritici con gasteropodi, *rudstone* bioclastici con ostree, nerinee e coralli, anche in posizione fisiologica, *floatstone* a nerinee.

Superiormente l'unità passa in modo brusco ai *calcari e marne a Salpingoporella dinarica e charophyte* (CMS) attraverso una netta diminuzione della granulometria ed una stratificazione molto più evidente e fitta.

Il contenuto micropaleontologico è dato da *Palorbitolina lenticularis* (Blumenbach), *Rectodictyoconus giganteus* Schroeder, *Coptocampylodon fontis*



Fig. 30 - *Versante O di C.le Prato (Fosso Cerreto). Campione a macrofossili (fra cui si distinguono requienie) estratto dall'unità RCO.*

DOCENTE

Patrulius, *Salpingoporella dinarica* Radoicic, *Suppilulimaella* cf. *polyreme* Elliott, ostracodi, resti di rudiste, echinodermi e molluschi.

Le associazioni paleontologiche rinvenute indicano che la base della formazione coincide con la parte iniziale della biozona a *Salpingoporella dinarica* (associazione a *Palorbitolina lenticularis* e *Rectodictyoconus giganteus,* Aptiano inf. *p.p.*). A livello di orbitolinidi, non essendosi rinvenuti fossili che testimonino la presenza certa del Barremiano, non può essere confermata la assimilazione della base della formazione alla parte finale della biozona a ?*Cuneolina scarsellai* e *Cuneolina camposaurii* (Barremiano sup.), evidenziata in altri fogli CARG (es. Fogli 358 Pescorocchiano e 359 L'Aquila).

Il passaggio, verso l'alto coi CMS sarebbe correlabile al *livello Selli* in bacino (OAE-1, Aptiano inf.) (Tav. 1).

L'ambiente è di laguna aperta, da profonda a subtidale, "retromargine" *s.l.*

Lo spessore massimo è di circa 30-40 m.

Aptiano inferiore *p.p.*

3.16. - calcari e marne a salpingoporella dinarica e charophyte (**CMS**)

Questa unità è presente nell'area di altopiani compresa fra il M. Giano e il M. Gabbia, direttamente al di sopra dei RCO.

Si tratta di prevalenti *mudstone* e *wackestone* avana e nocciola, ben stratificati, contenenti tipicamente *Salpingoporella dinarica* Radoicic e miliolidi. Al tetto degli strati a luoghi si hanno *mud-cracks*, *fenestrae* ed esili orizzonti arrossati fino a veri e propri livelli emersivi policromi; non sono presenti, o appena accennate, le tipiche intercalazioni centimetriche o decimetriche di argille e marne verdi con charophyte e piccoli gasteropodi come presenti invece nel limitrofo F. 358 Pescorocchiano.

Spostandosi verso gli affioramenti più a N-NO (aree più esterne della piattaforma), all'interno dell'unità sono sempre più presenti intercalazioni biodetritiche e *wackestone/floatstone* con orbitolinidi, caprotine, coralli e brecciole a clasti neri.

L'unità passa superiormente, in modo graduale, solitamente ai CIR, contraddistinti da una stratificazione più spessa e da un colore in genere più chiaro; nelle aree più esterne (crinale fra C.le Le Cese e C.le del Ceraso) passano invece alla *litofacies* RDO_a, per un netto incremento della granulometria.

Il contenuto micropaleontologico è dato da *Salpingoporella dinarica* Radoicic, *Praechrysalidina infracretacea* Luperto-Sinni, *Haplophragmoides* cf. *globosus* Lozo, *Trochamminoides coronus* Loeblich & Tappan, *Debarina hahounerensis* Fourcade, Raoult & Villa, *Sabaudia minuta* (Hofker), *S. capitata* Arnaud-Vanneau, *Cuneolina camposaurii* Sartoni & Crescenti, ?*C. scarsellai* De Castro, *C. laurentii* Sartoni & Crescenti, *Glomospira watersi* Loeblich,

PROGETTO CARG

Miliolidae, Porostromata e resti di rudiste. Nelle aree più esterne si ritrovano intercalati livelli con orbitolinidi in cui sono state riconosciute *Praeorbitolina* sp. e *Orbitolina (Mesorbitolina) parva* Douglas. Parte media e superiore della biozona a *Salpingoporella dinarica*.

Secondo però le correlazioni fatte da Trecalli (2012) fra curve chemostratigrafiche e alcuni microfossili, fra cui *Salpingoporella dinarica*, questa unità potrebbe anche comprendere quella che nella biozonazione di Chiocchini *et alii* (2012) è la parte iniziale della biozona ad *Archaealveolina reicheli* (Aptiano sup. *p.p.*).

L'ambiente è di laguna protetta, inter e subtidale, con episodi di retromargine nelle aree più esterne della piattaforma (affioramenti più settentrionali). Questa unità testimonia un ritorno, dopo la deposizione dei RCO, a condizioni di sedimentazione ristrette, con *facies* oligotipiche, correlabile all' abbassamento eustatico della fine dell'Aptiano inferiore (Ap4 in Hardenbol *et alii*, 1998).

Lo spessore è di 50-80 m.

Aptiano inferiore *p.p.* - ?Aptiano superiore *p.p.*?

3.17. - calcari ciclotemici a requienie (**CIR**)

Questa unità affiora nel nucleo centrale del massiccio del M. Giano-M. Gabbia e in una limitata area presso C.le Frontino (a SE di Micigliano).

Nelle zone di piattaforma paleogeograficamente più interne (verso S) si tratta di prevalenti *mudstone* e *wackestone* avana e grigiastri, più raramente biancastri, in strati sottili e medi a cui si intercalano *packstone* e più raramente *grainstone*/*rudstone/floatstone*. Questi ultimi aumentano decisamente sia verso le zone più esterne, affioranti verso N e NO (passaggio eteropico alla *litofacies* RDO_a), sia verso il tetto della formazione. Le intercalazioni più grossolane hanno colore avana o marrone e contengono frammenti di radiolitidi, orbitoline e clasti neri. Nella parte medio/alta dell'unità sono presenti numerosi livelli emersivi, con tasche metriche riempite di terre rosse, al tetto di sequenze ciclotemiche. Tali livelli sono correlabili con il I orizzonte bauxitico visibile in aree più interne della piattaforma (fuori Foglio). Le *facies* più fini dei CIR sono in maggior parte sterili o con pochi ostracodi, miliolidi e *birdseyes*; subordinati livelli stromatolitici e livelletti argillosi millimetrici verdognoli. A luoghi si rinviene, nella parte bassa, un livello ad *Archaealveolina reicheli* (De Castro). A differenza di altri fogli la presenza delle requienie è risultata piuttosto rara, e limitata alla parte bassa.

I CIR passano lateralmente e verticalmente ai RDO-RDO_a, per retrogradazione delle *facies* (probabile trasgressione albiana), come ben visibile, ad es., nella zona di C.le Puzzillo-Pratoguerra. In contesti più ristretti, come presso I Coppi (ad O della conca di Cascina), l'unità permane invece con caratteristiche preva-

PROGETTO CARG

lenti di piattaforma interna e intercalazioni grossolane di RDO_a fino alla base del Cenomaniano inf. *p.p.*, per poi passare, attraverso piccole faglie interposte, ad esigui affioramenti di *calcari intrabauxitici* (IBX) e *calcari a radiolitidi* (cartografati assieme come RDT, § 3.18.). Non sono stati trovati, al passaggio fra queste tre formazioni, né il I livello bauxitico (Albiano sup.-Cenomaniano inf.) né il II e III (Turoniano *p.p.*), ma si hanno comunque più o meno estesi *hiatus* sedimentari segnati da livelli emersivi.

Il contenuto micropaleontologico è dato da *Praechrysalidina infracretacea* Luperto-Sinni, ?*Cuneolina scarsellai* De Castro, *C. camposaurii* Sartoni & Crescenti, *Sabaudia briacensis* (Arnaud-Vanneau), *S. auruncensis* (Chiocchini & Di Napoli Alliata), *S. minuta* (Hofker), *Cuneolina laurentii* Sartoni & Crescenti, *Haplophragmoides* cf. *globosus* Lozo, *Trochamminoides coronus* Loeblich & Tappan, *Moesiloculina histri* (Neagu), *Archaealveolina reicheli* (De Castro), *Nezzazata isabellae* Arnaud-Vanneau & Sliter, *Simplorbitolina aquitanica* (Schroeder & Poignant), *Dictyoconus algerianus* Cherci & Schroeder, *Cribellopsis arnaude* Chiocchini, *Orbitolina (Conicorbitolina) conica* (D'Archiac), *Nummoloculina* cf. *regularis* Philippson, *Trocholina arabica* Henson, *Rotalia mesogeensis* Tronchetti, rare alveolinidi, *Arenobulimina* sp., *Acroporella radoicicae* Praturlon, *Bacinella irregularis* Radoicic, ostracodi, miliolidi e resti di rudiste.

Dalla biozona ad *Archaealveolina reicheli* a buona parte della biozona ad *Ostracoda* e *Miliolidae.*

L'ambiente è di laguna/piattaforma interna con intercalazioni di retromargine, più frequenti verso le aree esterne settentrionali e verso l'alto.

Lo spessore massimo è di circa 200 metri.

Aptiano superiore - Cenomaniano inferiore *p.p.*

3.18. - calcari a Radiolitidi (**RDT**)

Sotto la sigla RDT vengono qui riportate assieme, per esigenze cartografiche, due differenti unità di calcari di piattaforma interna del post-Cenomaniano inf.: i *calcari intrabauxitici* (IBX) e i *calcari a radiolitidi* (RDT). Questi piccoli affioramenti assumono però grande importanza per la ricostruzione paleogeografica di questa area e della contigua area del M. Nuria e dei relativi periodi di *hiatus* sedimentario e successivo annegamento (§ 3.19.; Fig. 31).

Sulla cima del C.le di Pratoguerrae e lungo la V.le del Tratturo, al tetto di una potente sequenza ciclotemica della *litofacies* RDO_a, segnata da ripetuti livelli di emersione e disseccamento (correlabili con il I livello bauxitico *Auct.*), sono stati rinvenuti alcuni decimetri di *wackestone* biancastri ed avana contenenti una associazione micropaleontologica di piattaforma interna a *Pseudonummoloculina hei-*

PROGETTO CARG

mi (Bonet), *Palaeosigmoilopsis apenninica* Chiocchini, *Spiroloculina cenomana* Chiocchini, *Biconcava bentori* Hamoui & Saint-Marc, *Pseudorhapydionina dubia* (De Castro), *Palaeocornuloculina ausonensis* Chiocchini, *Cuneolina* sp. e Miliolidae. Anche in un esiguo affioramento lungo la V.le della Mela (località I Coppi) sono stati rinvenuti pochissimi *mudstone* e *wackestone* contenenti, dubitativamente, *Nezzazata gyra*. Inoltre, lungo il vallone di Costa Rosata si hanno calcari bioclastici e *floatstone* a rudiste, contenenti rotalidi, Miliolidae (tra cui *Moesiloculina sp.*), *Cuneolina sp*. e lituolidi.

Questi affioramenti sono ascrivibili alla parte basale del Cenomaniano sup. e assimilabili alla prima parte della formazione dei *calcari intrabauxitici* (IBX), così come i depositi presso la cima di C.le Prato, a S di M. Cagno, dove al di sopra dei CIR e RDO_a, vi è una brecciola di poche decine di metri di spessore (intercalata entro calcareniti e calciruditi a clasti neri e con abbondanti radiolitidi anche in posizione fisiologica) con clasti micritici contenenti *Nezzazata simplex* Omara,



Fig. 31 - *Distribuzione spaziale dell'età degli ultimi sedimenti di piattaforma pre-annegamento nell'area M. Nuria (fuori carta, a S)-M. Giano-M. Gabbia. In verde: Coniaciano p.p.; in giallo: Albiano p.p.; in azzurro: Albiano sup./Cenomaniano inf. In grigio: area in cui i dati a disposizione sull'età della piattaforma, o della sua stessa esistenza, sono insufficienti. Si noti che la forma a campana ricalca la forma stessa dello spigolo NO della piattaforma Laziale-Abruzzese dopo il* rifting *tetideo giurassico. I settori 1 e 2 sono quelli che successivamente annegano a partire dal Turoniano inf., il settore 3 annega a partire dal Coniaciano p.p./Santoniano.*

Biconcava bentori Hamaoui & Saint-Marc, ?*Vidalina radoicicae* Cherchi & Schroeder, *Trochospira avnimelechi* Hamoui & Saint-Marc, *Nezzazata gyra* (Smout), ?*Pyrgo globulosa* Tronchetti, *Broeckina* sp., e *Cuneolina* sp. Questo affioramento è stato interpretato come una breccia di scarpata legata all'azione di una paleofaglia cretacica.

A differenza del F. 358 Pescorocchiano, nel F. Antrodoco non si hanno porzioni di IBX con *Pseudolituonella reicheli* Marie o *Cisalveolina fraasi* (Goumbel); è ipotizzabile quindi la mancanza del Cenomaniano sommitale (biozona a *Chrysalidina gradata* e *Pseudolituonella reicheli*) per emersione o per non sedimentazione. Va ricordato che in questo intervallo di tempo si ha la registrazione dell'evento OAE-2 e la conseguente sedimentazione del livello Bonarelli in bacino. Non è quindi escluso che i depositi del Cenomaniano sommitale manchino per mancanza di condizioni ambientali ottimali.

Lungo il bordo occidentale della conca di Cascina sono stati inoltre rilevati, per alcune decine di metri di spessore, dei *wackestone*, *packstone* e *floatstone*, a volte saccaroidi, ricchi in frammenti di rudiste (radiolitidi) e clasti neri, ostracodi, Miliolidae, Discorbidae sp., *Spiroplectammina multicamerata* Said & Kenawey, *Nezzazatinella* cf. *aegyptiaca* Said & Kenawey, *Nezzazatinella sp.*, *Moncharmontia apenninica* (De Castro). Questi strati hanno età Turoniano sup./Coniaciano inf., coevi dei (rari) *calcari a radiolitidi* (RDT) ritrovati nell'area del M. Nuria (§ 2.2). I RDT poggiano trasgressivi sopra una potente successione di CIR e ai pochissimi IBX cenomaniani prima descritti; passano verso l'alto alla *scaglia condensata* (SGC) alto coniaciana/santoniana poggiante in discordanza al di sopra dei CIR/IBX.

La mancanza di sedimentazione, nell'area più interna del M. Giano-M. Gabbia, nel periodo dal Cenomaniano sup. *p.p.* al Turoniano *p.p.*, è correlabile temporalmente con il formarsi del II e III livello bauxitico della vicina piattaforma del M. Nuria (si veda F. 358 Pescorocchiano) e forse legata ai minimi eustatici globali del Turoniano medio (Haq *et alii*, 1988; Haq, 2014).

Ambiente di piattaforma interna/retromargine.

Spessore totale di pochi metri o poche decine di metri.

Cenomaniano superiore *p.p.* e Turoniano superiore - Coniaciano *p.p.*

3.19. - Hiatus sedimentari e annegamento della piattaforma del M. Giano-M. Gabbia-M. Nuria nel Cretacico superiore-Paleogene

Dopo il temporaneo annegamento avvenuto nel Bajociano-Kimmeridgiano (§ 3.7.) e la successiva riprogradazione della piattaforma carbonatica, la piattaforma dei M.ti Giano-Gabbia-Nuria subisce, fra il Cretacico sup. e il Paleogene, una serie di sconvolgimenti tettono-sedimentari. È soggetta inizialmente a diffusi *hia-*

PROGETTO CARG

tus deposizionali ed in seguito ad un definitivo, anche se diacrono, annegamento. Questo avviene a partire dal Turoniano inf. nei settori settentrionali della piattaforma e nel Coniaciano, probabilmente alto, nella fascia centrale e meridionale. In campagna è marcato dall'appoggio, paraconforme o disconforme, dei sedimenti bacinali della "*Scaglia*" sui precedenti depositi di margine e retromargine, rappresentati dai *calcari a radiolitidi* (RDT) nell'area del M. Nuria e nella zona meridionale dell'area dei M.ti Giano e Gabbia; dai *calcari ad ellipsactinie* (ELL) nella zona di M. Caola (bordo S del Foglio); dai *calcari a rudiste e orbitoline* (RDO/RDO_a) e dai *calcari a coralli e diceratidi* (CCD) nella zona centro settentrionale dei M.ti Giano-Gabbia-Cagno, ad O della V.le del Velino e sui M.ti Boio e Porillo. L'età dei depositi pre-annegamento è diacrona spostandosi lateralmente dalle aree centrale e meridionale a quelle occidentali, orientali e settentrionali (Fig. 31): è infatti solitamente Albiano *p.p.* lungo la fascia esterna occidentale e centro settentrionale del massiccio dei M.ti Giano-Gabbia (C.le Frontino, M. Porillo, V.le Entamella/Pian della Fonte); Albiano sup.-Cenomaniano inf. *p.p.* in tutta la fascia esterna settentrionale e nord-orientale (Collacchi delle Ceresole, Gabbia, Fiugni); Coniaciano *p.p.* nella fascia meridionale (C.le di Pratoguerra, I Coppi) e nell'area del M. Nuria (in gran parte nel F. 358 Pescorocchiano).

Lungo la fascia esterna (settori 1 e 2 di Fig. 31), poiché i primi termini della *scaglia condensata* (SGC) al di sopra dei termini di piattaforma non sono più antichi del Turoniano, alla *drowning unconformity* è sempre associato uno *hiatus* sedimentario precedente l'annegamento stesso, la cui durata varia arealmente. Tale *hiatus*, non presentando evidenti condizioni emersive (paleosuoli, carsismo, brecce trasgressive, etc), può essere dovuto sia a continue ridotte emersioni e bassi stazionamenti del livello del mare di una piattaforma soggetta a "rasatura" da parte dell'azione delle onde (*shaved platform sensu* James *et alii*, 1994; Brandano, 2017) sia ad un già incipiente e veloce annegamento (Schlager, 1989; Erlich *et alii*., 1990). La presenza di cementi vadosi entro i sedimenti alla base dello *hiatus*, nonché considerazioni di geologia regionale (formazione di livelli bauxitici in questo periodo in aree più interne della piattaforma, fuori Foglio), lasciano propendere per la prima ipotesi.

Le fasi di annegamento caratterizzanti il settore di piattaforma Laziale Abruzzese del F. Antrodoco (Fig. 32) sono le seguenti:

1) Albiano sup.: l'area di margine rappresentata dai *calcari a rudiste e orbitoline* (RDO) è soggetta a condizioni emersive o di non sedimentazione. Nei settori più interni della piattaforma (S-SE) e nella zona esterna (N-NE), ancora sommersi (Fig. 31), continua invece la sedimentazione, anche se interrotta, nelle parti interne più prossimali, da frequenti episodi d'emersione. Le cause di questa emersione potrebbero essere di cadute del livello marino per motivi eustatici (es. grande abbassamento dell'Albiano sup., Haq, 2014) o, più probabilmente, per motivi tettonici (situazioni simili da D'Argenio & Mindszenty, 1995; Morsili

PROOF ONLY CARG

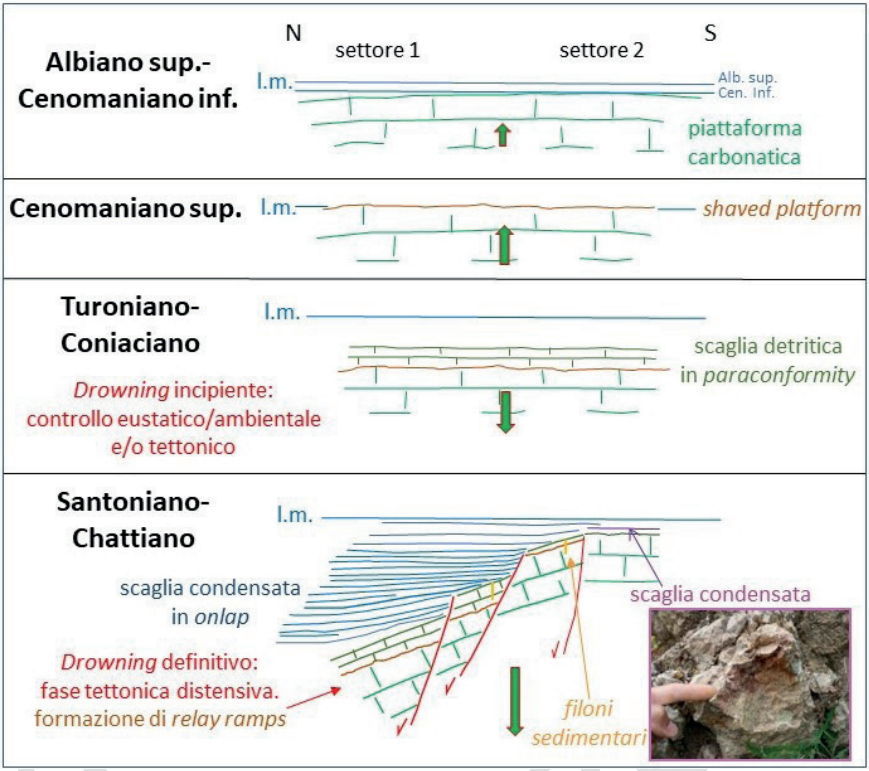


Fig. 32 - *Schema raffigurante l'evoluzione, dall'emersione al successivo annegamento, dello spigolo nord-occidentale della piattaforma Laziale-Abruzzese compreso nel Foglio Antrodoco. I tempi dell'annegamento si riferiscono ai settori 1 e 2 della Fig. 31.*

et alii, 2002 e D'Argenio *et alii*, 2011). La tettonica, legata alle compressioni intraplacca per l'inizio della fase alpina, avrebbe potuto formare una serie di *horst* e *graben* oppure dato vita ad una sorta di "onda" orogenetica che ha inarcato la piattaforma (*transient lithospheric bulges* di D'Argenio *et alii*, 2011), il che giustificherebbe, nel F. Antrodoco, la contemporanea continuità di sedimentazione nella parte esterna e interna al margine. Questo momento di non sedimentazione coincide in parte con la formazione del I orizzonte bauxitico nelle aree di piattaforma ancora più interne (fuori Foglio) (Tav. 1).

2) tetto Cenomaniano inf. /base Cenomaniano sup.: anche tutta la fascia esterna del margine (M. Boio, Vallemare, M. Gabbia), coincidente con il limite settentrionale e nord-orientale della piattaforma carbonatica, emerge o rimane a pelo d'acqua. Non si hanno infatti testimonianze, lungo questa fascia, di sedimenti

in *facies* di margine posteriori alla presenza di *Orbitolina (Conicorbitolina* sp.) del Cenomaniano inf.. Nella zona invece di laguna/retromargine (fascia centro-meridionale: C.le di Pratoguerra, C.le Prato, I Coppi) la sedimentazione continua, o riprende, per una parte del Cenomaniano sup. (unità IBX), pur se estremamente ridotta (pochi decimetri o metri di spessore) e interrotta da consistenti episodi emersivi. Anche in questa fascia più interna non si hanno comunque testimonianze di episodi sedimentari del tetto Cenomaniano, non essendo mai stata riscontrata la presenza di sedimenti a *Cisalveolina fraasi*. Nel contiguo F. 358 Pescorocchiano l'unità IBX raggiunge invece spessori decametrici e comprende anche gli strati con *Cisalveolina fraasi* al di sopra del II livello bauxitico.

Causa di questa vasta emersione/non sedimentazione potrebbe ancora essere stata eustatica (si veda il grande abbassamento del livello marino alla fine del Cenomaniano inf.; Haq, 2014) e/o per tettonica regionale (Praturlon & Sirna, 1976 e D'Argenio & Mindszenty, 1995). Secondo Carminati *et alii* (2013) l'emersione potrebbe anche essere stata facilitata dalla fine della subsidenza per flusso di materiale evaporitico triassico dalla piattaforma Laziale-Abruzzese verso il bacino Umbro-Marchigiano-Sabino. Una delle eventuali linee tettoniche distensive di questo periodo, se esistente, dovrebbe attualmente passare, con andamento NO-SE, lungo l'allineamento M. Cagno-V.le del Tratturo-imbocco occidentale della conca di Cascina, poiché è solo a SO di essa che sono stati ritrovati sedimenti di piattaforma del post-Cenomaniano inf.

3) Turoniano basale: riprende la sedimentazione in tutta la fascia esterna del massiccio M. Giano-M. Gabbia. I nuovi depositi, di spessore assai modesto, sono di *facies* pelagico-detritica e giacciono in paraconformità al di sopra dei depositi di margine, retromargine ed avanmargine dell'Albiano e del Cenomaniano inf. (RDO e BLS). Sono rappresentati da una *scaglia* biodetritica (parte basale della SGC) con massiccia presenza di frammenti di rudiste e calcisphaerulidi, foraminiferi planctonici quali *Whitenella* sp., *Helvetoglobotruncana helvetica* (Bolli), *Witheinella praehelvetica* (Trujill), *Marginotruncana*.sp. *e Dicarinella* sp. (§ 3.21.). Questa *scaglia* non si ha nella fascia più interna della piattaforma (C.le Prato, C.le I Coppi) e nell'area del M. Nuria rispettivamente per probabile stazionamento a pelo d'acqua o poco al di sopra e per chiara emersione della piattaforma nel secondo caso (formazione del III livello bauxitico, F. 358 Pescorocchiano). La diacronia nella sedimentazione di tale *scaglia* potrebbe essere giustificata dalla presenza di un nuovo margine fra la zona N e la zona S del massiccio del M. Giano-M. Gabbia, ora non visibile o, in alternativa, dalla presenza di una topografia di tipo rampa (Gusic' & Jelaska, 1993) emergente verso S, con spessori dei sedimenti d'annegamento turoniani crescenti verso N. Ciò implicherebbe un *tilting* della piattaforma verso N, in quanto emergeva a S pur in concomitanza della fase di massimo storico del l.m. del Turoniano inf. (Haq, 2014); suggerendo nuovamente una possibile influenza di una tettonica di "rigonfiamento" che ha

PROGETTO CARG

agito sulla piattaforma. Alternativa è invece la formazione per distensione di *relay-ramps* (*sensu* Peacock & Sanderson, 1994) inclinate verso il lato ribassato.

L'associazione fossilifera prima citata permette di affermare che la base della *scaglia* di tipo biodetritico è coincidente con l'inizio della sedimentazione della *Scaglia Rossa* (SAA) in bacino, mentre il tetto arriva al Coniaciano *p.p.* Il suo spessore varia da poche decine di centimetri ad un massimo di alcune decine di metri, con una tendenza di aumento dello spessore, nel Foglio, dai quadranti meridionali a quelli settentrionali.

Al passaggio fra le due diverse formazioni, pre e post annegamento (RDO e SGC), in più punti è stato osservato in sezione sottile come i RDO siano contraddistinti da diffuse velature d'ossidazione ed inoltre con all'interno orbitoline micritizzate e riempimenti di cavità e tasche con cementi a dente di cane e micrite (siltiti) con globotruncane, quest'ultime anche in accumuli laminati.

Questa evidenza rafforza l'ipotesi di una precedente emersione dei RDO e di un successivo riempimento delle cavità ad opera del sedimento pelagico (*disconformity*) (Fig. 33).

Questo stadio turoniano è definibile come di annegamento incipiente della piattaforma (*sensu* Bice & Stewart, 1990), legato probabilmente ad una coesistenza di fattori tettonici e non. Il *gap* fra gli ultimi sedimenti di piattaforma ed i primi

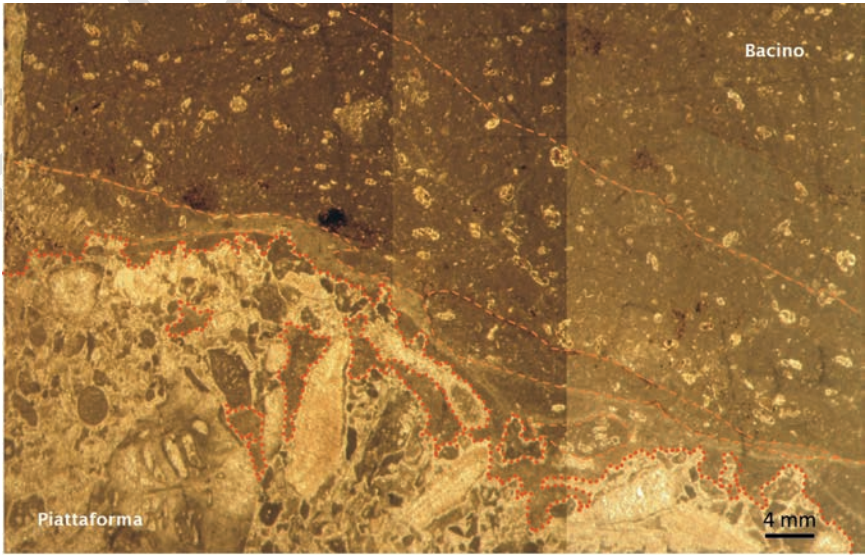


Fig. 33 - *Sezione sottile al passaggio fra le unità RDO e SGC affioranti presso Vallemare, mostrante il contatto fra gli ultimi sedimenti di piattaforma dell'Albiano p.p. (unità RDO) e i primi di annegamento del Cretacico sup., parte bassa (unità SGC). È evidenziato il contatto erosivo legato ad emersione o semi-emersione. Si veda la Fig. 40 per la localizzazione del campione di roccia madre.*

PROGETTO

pelagici corrisponde in parte, all' evento OAE-2 del tetto Cenomaniano e alla deposizione del livello Bonarelli in ambiente di bacino (Tav. 1); inoltre, come visto l'annegamento coincide temporalmente con la fase di *maximum flooding* del Turoniano basale e massimo livello di alto stazionamento del mare (Haq, 2014). Quest'ultima circostanza potrebbe aver portato ad una catena di eventi (paleo-oceanografici/ambientali, eustatici, tettonici) che impedirono lo sviluppo di una piattaforma carbonatica o ne facilitarono il già incipiente annegamento. Stress ambientali nel Cenomaniano alto potrebbero aver impedito la *start-up* della sedimentazione in piattaforma dopo la fase emersiva (*platform-lag-period*), come ad esempio suggerito, in situazioni simili, da Blomeier and Reijmer (1999) per l'annegamento giurassico della piattaforma di Jbel Bou Dahar (Marocco). L'innalzamento eustatico avrebbe poi portato alla deposizione di *facies* pelagico/detritiche, anche se di profondità modesta, con calcisferulidi (diffusi approssimativamente a 100-200 m di profondità), organismi opportunisti che abitano ambienti eutrofici, ma instabili (Drzewiecki & Simo, 1997). Cause eustatiche per spiegare annegamenti di piattaforme carbonatiche in questo periodo sono state anche invocate da Jenkyns (1991) e Gusic' & Jelaska (1993) per la vicina piattaforma dinarica, mentre al contrario per D'Argenio *et alii* (2011) le cause sono innanzitutto tettoniche. La forte presenza di risedimenti a rudiste, coralli ed echinodermi all'interno della *scaglia detritica* turoniana indica comunque l'esistenza di un margine o, più probabilmente, di una rampa produttiva originatasi per la formazione in questo periodo di piattaforme carbonatiche foramol e per il passaggio delle rudiste da guscio aragonitico a calcitiche (Carannante *et alii*, 1997). Questa rampa carbonatica doveva essere ancora produttiva a S della fascia annegata del massiccio M. Giano-M. Gabbia, nelle aree di C.le Prato, C.le di Pratoguerra, I Coppi (massiccio del M. Giano) e nell'area del M. Nuria (più a S, F. 348 Pescorocchiano) (si veda Fig. 31).

4) Turoniano sup.-Coniaciano *p.p.*: prosegue la sedimentazione della *scaglia detritica* (SCZ_1 o prima parte della SGC) nella fascia settentrionale del massiccio M. Giano-M. Gabbia, contemporaneamente riprende anche la sedimentazione, in *facies* di retromargine/laguna, nella fascia meridionale e nell'area del M. Nuria (*calcari a radiolitidi*, RDT).

5) Coniaciano *p.p.*-Maastrichtiano: nella parte settentrionale della piattaforma del M. Giano-M. Gabbia, già in annegamento incipiente, ma anche nello *slope* superiore presente a M. Lato, alla *scaglia detritica* SCZ_1 o alla prima parte della *scaglia condensata* SGC segue la deposizione di una *scaglia* priva di risedimenti, più o meno condensata e lacunosa (cartografata ancora come *scaglia condensata*, SGC, o *Scaglia Rossa*, SAA, a seconda dello spessore e del livello di condensazione), che si ritrova sia in *paraconformity* che più spesso nettamente discordante sia sulla precedente SCZ_1 (Fig. 34) che direttamente sui termini di piattaforma precedenti dei *calcari a rudiste e orbitoline* (RDO) (Figg. 34, 35). Questa nuova *scaglia* si rinviene anche in filoni che penetrano le formazioni sottostanti (Fig.

PROGETTO CARG

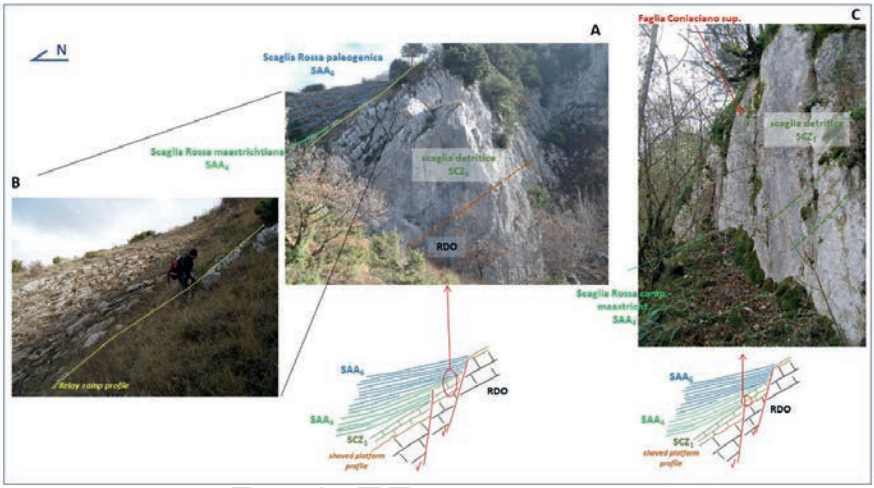


Fig. 34 - *Zona dell'Aravecchia. Sono visibili alcune delle modalità di passaggio fra i sedimenti legati all'annegamento incipiente della piattaforma del M. Giano-M. Gabbia e quelli di annegamento definitivo. A) panoramica mostrante l'*onlap *della Scaglia Rossa alto cretacica e paleogenica (SAA) sulla scaglia detritica cretacica (SCZ_1); questa a sua volta in appoggio paraconcordante sui calcari a rudiste e orbitoline (RDO). Si noti che le formazioni SCZ e RDO dovevano essere già inclinate verso N al momento della deposizione della Scaglia Rossa, probabilmente per la formazione di una* relay ramp *(si veda Fig. 35); B) particolare della foto precedente, con l'*onlap *della Scaglia Rossa (SAA) al di sopra della scaglia detritica (SCZ_1); C): appoggio della Scaglia Rossa direttamente su una delle paleofaglie cretaciche responsabili dell'annegamento definitivo della piattaforma.*

29) o in plaghe discordanti sul substrato di piattaforma, in situazioni analoghe a quanto visibile, ad esempio, sulle testate o lungo le paleoscarpate delle PCP giurassiche nelle successioni umbro-marchigiane-sabine.

In questo periodo anche la fascia meridionale della piattaforma del M. Giano-M. Gabbia e la piattaforma del M. Nuria annegano, anche se la seconda non interamente (Capotorti, 1993), e una *scaglia* di tipo detritico e, subito a seguire, la *scaglia condensata* (SGC) si sovrappongono ai sedimenti turoniano/coniaciani (RDT) di piattaforma. L'annegamento non avviene invece in zone ancora più interne, a S-SO, presenti nel limitrofo F. 358 Pescorocchiano (Capotorti, 1993).

La *scaglia condensata* (SGC) post-coniaciana, "pulita", testimonia come la sorgente di risedimenti provenienti da un'area produttiva di mare basso si sia ormai allontanata e spostata molto più a S, come anche segnalato presso Passo delle Capannelle (poco ad E del F. Antrodoco) da Dela Pierre & Clari (1994).

6) Paleocene sup.-Eocene: l'annegamento della piattaforma subisce un ulteriore incremento e *facies* tipo *scaglia condensata* (SGC) o *Scaglia Rossa* cenozoica (SAA_6) ricoprono anche le rare zone dell'antico margine ancora non comple-

tamente ricoperte dalla *scaglia condensata* cretacica (detritica e/o "pulita"). Gli *onlap* della scaglia paleogenica lungo le paleofaglie e paleoscarpate tendono poi a parificare la paleotopografia articolata che si era in precedenza creata.

Diffusi sono gli effetti della ripresa della tettonica distensiva: nel Paleocene sup. si formano vistose fratture beanti, riempite da filoni sin-sedimentari, che penetrano sia all'interno della precedente *scaglia* cretacica che nel substrato di piattaforma. In molte zone si nota come la stessa piattaforma pre-annegamento sottostante la *scaglia* cretacica si disgreghi in vari blocchi, portando termini di età diversa ad affiancarsi fra loro. Spesso lungo le suture di contatto si infiltrano in profondità i depositi della *scaglia* paleogenica.

Le *facies*, lo spessore e l'età di inizio dei sedimenti della successione pelagica condensata post coniaciana sono estremamente variabili; risulta infatti evidente la presenza di *hiatus* sedimentari e/o erosivi e spesso si assiste (ad es. nella zona di F.te della Palombara, di Laculo, di Col Maggio e di M. Lato) a vistose aperture in *pinch-out* o con *unconformity* sin-tettoniche progressive (*sensu* Anadon *et alii*, 1986) della *scaglia* sui sottostanti termini di piattaforma e di *slope* superiore, anche in direzione obliqua (cioè circa SE-NO) rispetto al generale approfondimento delle *facies* in senso S-N ereditato fin dal Giurassico.

Queste particolari geometrie, di *pinch-out* obliqui su un substrato fra l'altro contraddistinto da vistose immersioni degli strati in direzione N (molto ben visibili fra Piano della Fonte e il M. Boio), suggeriscono la formazione o di blocchi fagliati e tiltati all'estradosso di anticlinori (Centamore & Rossi, 2009) o ancora di una o più *relay ramps* immergenti a N lungo il bordo settentrionale della piattaforma (Fig. 35, Fig. 36).

La deposizione della *scaglia condensata* a partire dal Coniaciano *p.p*. e fino all'Oligocene ed il definitivo annegamento della piattaforma è quindi legato, plausibilmente, ad una importante e ripetuta tettonica sinsedimentaria distensiva attiva almeno fino alla fine dell'Eocene (Montanari *et alii*, 1989 e Marchegiani *et alii*, 1999), come evidenziato dai fattori elencati di seguito. Questa tettonica distensiva si è comunque manifestata durante una fase collisionale *post-drift* ed è correlabile con gli inarcamenti della piattaforma dovuti alla compressione (Centamore & Rossi, 2009) (Fig. 35).

a) Le geometrie in *onlap*, gli spessori variabili della *scaglia* sin e post-coniaciana indicano un substrato fortemente articolato, con blocchi variamente ribassati e basculati, imputabili ad una o più fasi tettoniche distensive di smembramento della piattaforma piuttosto che attraverso un'omogenea risalita del livello marino;

b) la scaglia post-coniaciana, ed in particolare quella paleogenica, poggia in discordanza su formazioni di età diversa (parte bassa della SGC, RDO e CCD); in alcuni luoghi (ad es. Vallemare) la scaglia più giovane (tetto Eocene), poggia sui termini più antichi (CCD), giustificabile con una tettonica che abbia rialzato un blocco facendo affiorare nel *footwall* la base del Cretacico;

PROGETTO CARG

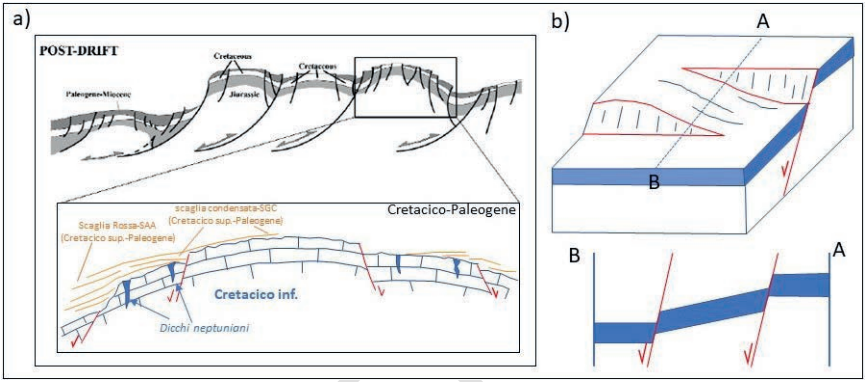


Fig. 35 - *Due differenti modelli tettonici per spiegare le geometrie di deformazione legate all'annegamento della piattaforma carbonatica nell'area di studio: a) blocchi tiltati formatisi sui bordi del* fore-bulge *di anticlinori legati alla compressione (mod. da* Centamore & Rossi, *2009); b) blocchi tiltati in seguito alla formazione di una* relay ramp *(mod. da* Peackock & Sanderson, *1994).*

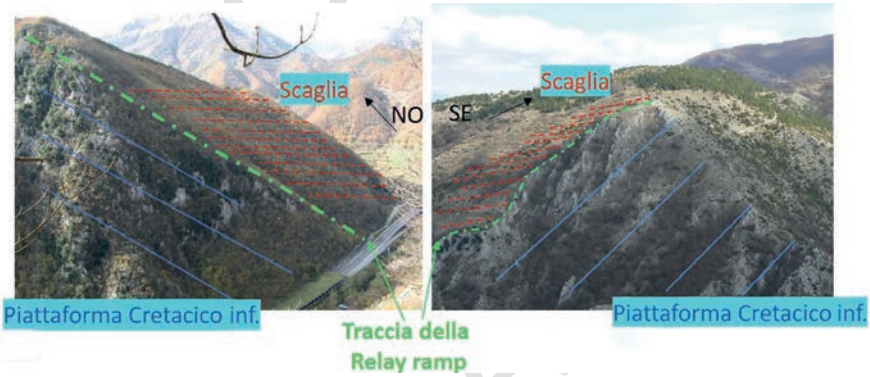


Fig. 36 - *Panoramiche in destra e sinistra del Fiume Velino della zona di M. Boio-Aravecchia. È visibile l'*onlap *dei sedimenti di Scaglia su di una superficie inclinata legata alla possibile formazione di una* relay ramp.

c) a luoghi sono stati rilevati (es. Vallemare o M. Porillo) contatti discordanti, con geometrie in *onlap*, fra la *scaglia* e le precedenti *facies* di margine, lungo paleosuperfici silicizzate del tutto analoghe alle paleoscarpate tettoniche delle PCP giurassiche del bacino Umbro-Marchigiano-Sabino (Fig. 37). Altrove, con lo stesso significato, sono state rinvenute *pounds* di *scaglia* poggianti su superfici articolate del substrato;

d) in più punti si ritrovano in contatto laterale formazioni pre-annegamento diverse (di solito i CCD e i RDO) o livelli diacroni dei RDO, e lungo questi



Fig. 37 - *Zona del M. Porillo. Silicizzazioni visibili lungo una delle paleoscarpate paleogeniche presenti nell'area.*

contatti spesso sono presenti esili lembi di *scaglia condensata* (SGC, di solito paleogenica), giustificabili solo in presenza di paleofaglie beanti;

e) mancate evidenze di carsismo e/o condizioni subaeree a cui la piattaforma avrebbe dovuto essere esposta nel Turoniano sup. e Coniaciano *p.p.* a seguito di due forti cadute del livello marino;

f) annegamento diacrono, che se legato a cause eustatiche e/o paleoambientali avrebbe dovuto interessare tutta la piattaforma Laziale-Abruzzese ricadente nel F. Antrodoco, mentre non si è avuto nella parte più interna (fuori Foglio);

g) depositi di brecce, anche grossolani, con litoclasti di piattaforma, ritrovati nella successione di annegamento (SGC o SCZ) (es. a C.le Prato, a O di Menzano e a SE di Antrodoco); collegabili ad una tettonica distensiva con formazione di blocchi separati da scarpate.

Concause eustatiche e paleo-oceanografiche-ambientali (es. evento anossico oceanico nel Coniaciano sup., Jenkyns, 1991) favorenti l'annegamento della piattaforma non sono comunque da escludere. Alle fasi di prevalenti *lowstand* e nei successivi *trasgressive system tracts* possono essere legati, rispettivamente, il formarsi di *hiatus* sedimentari connessi a processi erosivi sottomarini e/o *hardground*; alle fasi di *highstand*, concomitanti con periodi di locale quiescenza tettonica, progradazione con appianamento delle *facies* sedimentarie e sviluppo di profili deposizionali di tipo rampa carbonatica.

7) Oligocene e Miocene inf./medio: l'agire della tettonica sinsedimentaria sembra notevolmente affievolirsi e la precedente articolata topografia tende a rettificarsi sotto l'influenza della sola sedimentazione. Si delinea una paleotopografia più lineare, con lo sviluppo di una rampa carbonatica che sostanzialmente ricalca, come ambienti e spessori, le paleotopografie e paleoambienti precedenti.

3.20. - SCAGLIA CONDENSATA (**SGC**)
(*cfr. successione condensata -CFR_3- nel F. 358 Pescorocchiano*)

Questa unità rappresenta la prima formazione depostasi nel Cretacico sup. post-annegamento della piattaforma del Monte Giano-Monte Gabbia ("*drowning sequence*" in ERLICH *et alii*, 1990). È eteropica delle formazioni di bacino/*slope* nell'intervallo Turoniano *p.p.* - Oligocene.

La SGC affiora, con spessori estremamente variabili (da pochi decimetri o metri ad alcune decine di metri) in varie zone dell'area centro-occidentale del Foglio: C.le Prato, I Coppi, M. Cagno, Col Maggio e Gabbia, ad E e ad O di Vallemare, in destra del fiume Velino sui M.ti Boio e Porillo, presso Micigliano-C.le Frontino e in piccoli affioramenti sulla cresta ad O del M. Caola.

La formazione è nettamente divisibile in due differenti parti (non sempre però entrambe presenti), ma non rappresentabili singolarmente alla scala 1:50.000 per il loro esiguo spessore.

La prima parte della SGC, basale, è formata da prevalenti calcareniti e calciruditi biancastre, grigie e avana, a frammenti di rudiste (bioerosi e micritizzati), echinidi e gasteropodi, con foraminiferi bentonici e con più o meno rari organismi planctonici (prevalenza di calcisphaerulidi), in strati da medi a spessi, sovente amalgamati e difficilmente distinguibili. Sono presenti locali ed esigue lenti o plaghe o più raramente orizzonti di *wackestone* bianchi, a luoghi parzialmente dolomitizzati, a foraminiferi planctonici e calcisphaerulidi. Rara è la presenza di selce (ad es. a Collacchi delle Ceresole o ad E di Col Maggio), di colore scuro, sia in granuli che in listarelle. Fra i foraminiferi planctonici sono in genere distinguibili *Marginotruncana* sp. e *Dicarinella* sp., a cui si associano *Praeglobotruncana stefani* (GANDOLFI), *P. gibba* KLAUS, *Whitenella praehelvetica* (TRUJILLO), *W. aprica* (LOEBLICH & TAPPAN), *Helvetoglobotruncana helvetica* (BOLLI). Fra le calcisphaerulidi sono presenti *Pitonella ovalis* (KAUFMANN) *e "Stomiosphaera" sphaerica* KAUFMANN. Questa parte basale della formazione è assimilabile alla *scaglia detritica* cretacica (SCZ_1) o ai *calcari a calcisphaerulidi* (SPH) presenti negli ambienti di *slope* di questo o di altri Fogli geologici (F. 358 Pescorocchiano); coincide inoltre con le "*Calciruditi a Rudiste*" di DELA PIERRE & CLARI (1994) al Passo delle Capannelle (F. 349 Gran Sasso).

PROGETTO CARG

L'appoggio di questa prima parte della SGC sui sottostanti RDO risulta nella maggior parte dei casi paraconcordante (Fig. 33).

L'intervallo di sedimentazione va dal Turoniano inf. *p.p.* al Coniaciano *p.p.* La deposizione di questa parte basale inizia, quasi ovunque, in concomitanza con l'inizio della deposizione della *Scaglia Rossa* (SAA) in bacino e testimonia l'annegamento incipiente di questa area della piattaforma, con ancora una forte influenza di flussi biodetritici provenienti dalle zone batimetricamente più rialzate. Lo spessore varia da pochi decimetri ad oltre 20 metri. Ove lo spessore assuma valori ancora più rilevanti (come ad es. fra C.le di Vallecupa e Menzano o presso Sigillo) e quindi cartografabili alla scala 1:50.000, questi depositi sono stati segnati in Carta e qui descritti con il nome formazionale di *scaglia detritica* (SCZ_1, prossimo paragrafo).

La seconda parte, alta, della SGC, è condensata e lacunosa, data da *mudstone*, *wackestone*, più raramente *packstone,* spesso dolomitizzati e con strutture *flaser*-nodulari e brecciole (Fig. 38), di colore variabile fra bianco/verdastro fino a vinaccia/rosato, con foraminiferi planctonici. Ossidazioni ferro-manganesifere, glauconite e fosfati sono ricorrenti tanto che a più livelli sono presenti *hardgrounds* e/o grossi crostoni fosfatico-ferro-manganesiferi al passaggio Cretacico-Ce-



Fig. 38 - *Brecciola di scaglia condensata affiorante presso Fonte Brignola, al tetto di un blocco annegato di piattaforma carbonatica.*

PREPRINT

nozoico della formazione (es. a Collacchi delle Ceresole e ad E di Micigliano, si veda anche Dela Pierre, 1994) (Fig. 39); subordinati si hanno arnioni e lenti di selce. Livelli di brecce poligeniche con clasti cretacici di piattaforma (RDO) (es. Col Maggio), anche decimetrici, o di *scaglia condensata* cretacica (M. Boio), si hanno all'interno della porzione cenozoica, testimonianza di importanti eventi paleotettonici (§ 3.19.). Ad O del M. Caola sono presenti limitati affioramenti di brecce a clasti di piattaforma cretacica con matrice di *scaglia* eocenica poggianti direttamente sui *calcari ad ellipsactinie* (ELL), ad indicare presumibilmente una deposizione lungo una paleoscarpata cretacica o paleogenica immergente verso l'attuale NE.

Questa porzione superiore della *scaglia condensata*, dallo spessore variabile (da pochi cm ad alcune decine di metri), inizia probabilmente nel Coniaciano alto, mentre il tetto ha una età variabile: generalmente comprende solo l'Eocene, in quanto si passa superiormente alla *Scaglia Cinerea* (SCC), a luoghi arriva però a tutto l'Oligocene, con *facies* estremamente condensate e/o non cartografabili separatamente dal resto della SGC per l'esiguo spessore. Ancora più raramente, invece, (ad es. a S di Vallemare, o fra Fiugni e Gabbia, ad E di Micigliano) la porzione paleocenico/eocenica della SGC, o addirittura quella turoniana, passa



Fig. 39 - *Località Collacchi delle Ceresole.* Hard-ground *ferromanganesifero su strati subverticali al passaggio Cretacico-Cenozoico all'interno della scaglia condensata (SGC).*

PROGETTO

direttamente all'*unità spongolitica* (SPT) miocenica (§ 5.1.), senza *scaglia* oligocenica (condensata e non) o senza tutta la seconda parte della SGC interposta. Questa situazione è assimilabile alla parte sommitale degli *onlap* della *scaglia* su un paleoalto strutturale particolarmente pronunciato e probabilmente soggetto ad erosione/non deposizione sulla sommità (Fig. 40).

La eventuale porzione oligocenica condensata della SGC è composta da calcari e calcareniti marnose, anche grossolane, verdastre e grigiastre, ricchissime in glauconite, frammenti di echinodermi e briozoi, rari foraminiferi planctonici e bentonici. Lungo gli *onlap* sulle paleoscarpate sono inoltre presenti livelli calciruditici a macroforaminiferi con *Operculina complanata* (Defrance), *Neorotalia viennoti* (Greig), *Victoriella conoidea* (Rutten), *Amphistegina* sp., *Nephrolepidina* sp.

Tutta la seconda parte della SGC risulta relativamente meno detritica di quella cretacica poichè anche la porzione di piattaforma del M. Giano centro-meridionale/M. Nuria annega durante il Coniaciano *p.p.* (Capotorti, 1993) e i rari influssi biodetritici provengono da zone ancora più distanti. Nella fascia set-

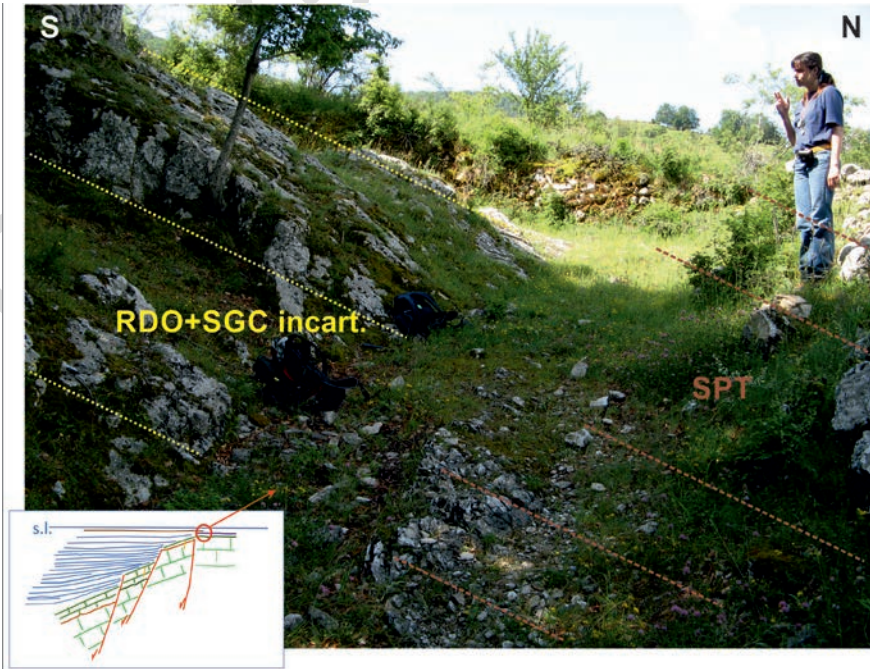


Fig. 40 - *Zona poco a S di Vallemare. Passaggio stratigrafico, in prossimità della testata di un blocco di piattaforma annegato, dai calcari a rudiste e orbitoline (RDO) a pochi cm di scaglia condensata cretacica (SGC, incartografabile) e quindi all'unità spongolitica miocenica (SPT). La sezione sottile di Fig. 33 proviene da questo affioramento.*

tentrionale dell'area Monte Giano-Monte Gabbia la seconda parte poggia sulla prima parte turoniana a volte in (para) concordanza, ma più spesso in evidente discordanza. Si rinviene anche in piccole tasche (*ponded unconformity sensu* Santantonio, 1994) a differenti altezze stratigrafiche, a contatto diretto con i RDO o i CCD. Inoltre si ritrova, spesso dolomitizzata, all'interno di filoni che tagliano la parte turoniana della stessa SGC e/o il substrato in *facies* di margine (Fig. 29, § 3.19.), con un'età variabile ma comunque pre-oligocenica.

Nella fascia meridionale dell'area Monte Giano-Monte Gabbia (zona de I Coppi e C.le Pratoguerra) la seconda parte della *scaglia condensata* poggia invece sui RDT del Cretacico sup.

Le associazioni a planctonici sono analoghe a quelle dell'intervallo deposizionale compreso fra la *Scaglia Rossa* e la *Scaglia Cinerea* delle successioni dei Monti Reatini e dei Monti Rua-Marine-Mozzano (§ 1. e 4.), nonché della stessa successione Monte Giano-Monte Gabbia, ma in *facies* più distale.

L'intervallo biozonale complessivo va dalla biozona ad *Helvetoglobotruncana* ed *Hippuritidae* alla biozona a *Miogypsinoides* (SBZ23), P22 equiv.

L'età massima di tetto della SGC è fine Oligocene per la posizione stratigrafica rispetto alla sovrastante formazione SPT (§ 5.1.).

L'ambiente di sedimentazione è estremamente variabile, dalla rampa intermedio/distale allo *slope s.l./shelf* profondo, al blocco ribassato/alto strutturale pelagico (spazzato da correnti sottomarine e/o soggetto ad emersioni durante i *lowstands*), alla scarpata/piede di scarpata. In molti casi, specie nel post-Coniaciano, l'ambiente è paragonabile a quello delle PCP e specifici sub-ambienti (si veda § VIII 1.1.).

Turoniano inferiore *p.p.* - Chattiano

3.21. - scaglia detritica (**SCZ**)

Questa unità è affiorante nella parte più settentrionale (paleogeograficamente più esterna) dell'area Monte Giano-Monte Gabbia; è simile alla parte bassa detritica della SGC ma assume uno spessore tale da poter essere cartografata separatamente. È anch'essa interpretabile come deposito di annegamento incipiente della piattaforma, ma in un ambiente relativamente più profondo e distale (*slope* medio/inferiore) rispetto alla SGC.

Vista la sua età, in analogia alla suddivisione in membri adottata nelle successioni dei Monti Reatini e dei Monti Rua-Marine-Mozzano, la SCZ è qui riferita al solo *membro calcarenitico-calciruditico* cretacico (**SCZ_1**). Fa eccezione la SCZ cartografata nella sola zona di Pendenti, a O di Menzano (limite SE del Foglio), dove a questa unità fanno riferimento fra 50 e 100 metri di depositi di piede di scarpata tettonica dati da *rudstone*, *grainstone* e brecce polifasiche ad elementi di

PROGETTO CARG

RDO (prevalenti negli affioramenti settentrionali), CCD (prevalenti negli affioramenti meridionali), SGC e SAA_4 (di dimensioni da centimetriche a pluri-metriche, Fig. 41), sia con pochissima matrice che legati da una matrice micritica brecciata. Sono inoltre presenti foraminiferi planctonici sia alto cretacici che paleocenici, ma l'estrema disorganizzazione di questi sedimenti, insieme ad una complicata situazione strutturale (anticlinale rovesciata legata al *thrust* del M. Gabbia-M. Calvo, § VIII 2.2.1.), non chiarisce se si tratti di eventi tettono/sedimentari del Cretacico sup. (dal Campaniano sup.) o più probabilmente del Paleocene (§ 3.19.). Una valida ipotesi è che ci si trovi in presenza di un evento paleocenico a brecce che poggia, in una sorta di amalgama deposizionale detritico, su dei *grain-*

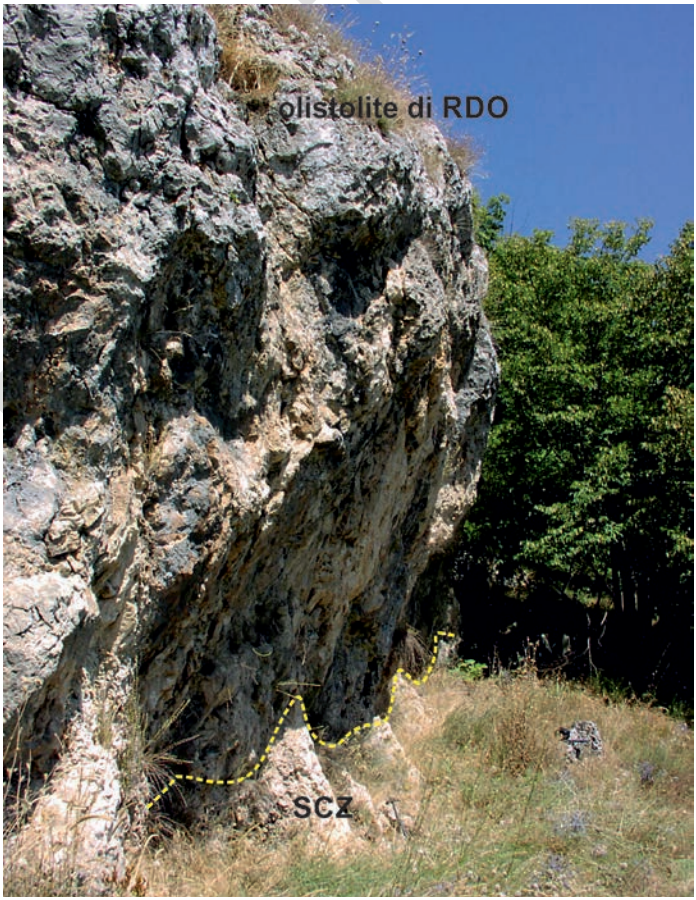


Fig. 41 - *Zona di Pendenti. Olistolite di RDO all'interno della scaglia detritica (SCZ), stratigraficamente in posizione rovescia.*

stone biodetritici alto cretacici correlabili con i *calcari cristallini* (CTN) di questo Foglio. Si è preferito segnare questi affioramenti in Carta con una generica SCZ invece che con una più specifica SCZ_2 (membro cenozoico della *scaglia detritica*) o, ancor meglio, SAA_{6a}, quest'ultima in analogia ai sedimenti tipo *slumping* rinvenuti nella successione paleocenica dei Monti Reatini (§ 1.17.3.).

Le brecce di Pendenti passano superiormente (in basso topograficamente) alla *Scaglia Rossa* cenozoica (SAA_6) contraddistinta, nella parte bassa, da *grainstone*, *rudstone*, brecciole e veri e propri olistoliti di calcari di piattaforma (in genere dell'unità RDO).

3.21.1. - *membro calcarenitico-calciruditico* (**SCZ_1**)

È presente nelle parti più settentrionali ed orientali dei M.ti Giano-Cagno-Gabbia, (Sigillo e Posta, F.te Palombara) e sul versante N di M. Boio. La SCZ_1 negli affioramenti più meridionali (in *facies* più "interne") è interposta fra i RDO e la *Scaglia Rossa* (SAA generica o membro SAA_4), mentre negli affioramenti più settentrionali (Sigillo e Villa Camponeschi), non affiora la base della formazione e si potrebbe avere un appoggio su *facies* già di *slope* come i *calcari bioclastici superiori* (BLS) analoghi a quelli della contigua successione di transizione dei Monti Rua-Marine-Mozzano (§ 4.).

La SCZ_1 è costituita da prevalenti calcareniti e calciruditi, biancastre, grigie e avana, con frammenti di rudiste ed echinodermi, foraminiferi bentonici e planctonici, in strati da medi a spessi, sovente amalgamati e difficilmente distinguibili. Sono presenti locali intercalazioni di esigue lenti o plaghe o più raramente orizzonti di spessore fino a decimetrico di *wackestone* bianchi, anche parzialmente dolomitizzati, a planctonici e calcisphaerulidi. L'unità passa superiormente, in disconformità, probabilmente al tetto del Coniaciano, alla *Scaglia Rossa* cretacica (SAA_4 o generica SAA ove non siano stati distinti i membri della *Scaglia Rossa*), contraddistinta dalla improvvisa e notevole (o totale) diminuzione degli apporti detritici.

L'associazione faunistica del membro SCZ_1 è costituita da resti di rudiste, echinodermi, rari foraminiferi bentonici, calcisphaerulidi (*Pitonella ovalis* (Kaufmann), *"Stomiosphaera" sphaerica* Kaufmann), *Praeglobotruncana gibba* Klaus, *Marginotruncana renzi* (Gandolfi), *M. sigali* (Reichel), *M. schneegansi* (Sigal), *M. pseudolinneiana* Pessagno, *M. undulata* (Lehmann), *Dicarinella* cf. *algeriana* (Caron), *D. primitiva* (Dalbiez), *D. concavata* (Brotzen), *Whiteinella* sp, *Muricohebergella* sp., *Macroglobigerinelloides* sp., Heteroelicidae. Dalla biozona a *Helvetoglobotruncana* e *Hippuritidae* a parte della biozona a *Globotruncana* e *Hippuritidae*.

Lo spessore varia da 10-20 metri ad oltre 100 metri spostandosi da SE a NO negli affioramenti.

PROGETTO CARG

turoniano *p.p.* - coniaciano *p.p.* (Campaniano superiore? - Paleocene a Pendenti)

3.22. - Scaglia Rossa (**SAA**)

È rappresentativa anch'essa dell'avvenuto annegamento della piattaforma del M. Giano-M. Gabbia ed è eteropica, dalla fine del Coniaciano all'Eocene sup. *p.p.,* di buona parte della seconda porzione della *scaglia condensata* (SGC). A differenza di quest'ultima è stata cartografata con il nome della omologa formazione affiorante nel bacino Umbro-Marchigiano in quanto il suo spessore e le sue caratteristiche stratigrafiche permettono di essere ad essa assimilata. Lo spessore dell'unità è minore rispetto a quello classico bacinale e varia a causa delle evidenti geometrie *onlap* e *pinch-out* al di sopra della piattaforma (§ 3.19.). In generale lo spessore aumenta spostandosi da SE a NO, rispecchiando la maggior distalità di quest'ultimi settori già dal periodo pre-annegamento.

L'unità poggia sulla prima parte turoniano-coniaciana, detritica, della *scaglia condensata* o, se cartografabile, sulla scaglia detritica SCZ_1 (zona di Sigillo-Villa Camponeschi-Posta). Ad E di Vallemare, la SAA (cenozoica) poggia in contatto inconforme direttamente sui CCD e RDO lungo una paleoscarpata.

La SAA affiora nell'area fra F.te della Palombara, Vallemare, M. Poponi, Sigillo, M. Boio e V.le dell'Inferno e presso Pendenti, a O di Menzano.

Le caratteristiche litostratigrafiche e micropaleontologiche sono simili a quelle descritte per la *Scaglia Rossa* nella successione dei Monti Reatini ed allo stesso modo l'unità è stata suddivisa in carta nei membri $\mathbf{SAA_4}$ (*membro calcilutitico di Bacugno*) e $\mathbf{SAA_6}$ (*membro calcilutitico-calcarenitico di S. Giusta*) a seconda se riferita alla parte cretacica o cenozoica. Si è preferito mantenere la generica denominazione SAA ove il membro cretacico sottostante la SAA_6 assuma spessori molto ridotti e non cartografabili.

Rispetto alla SAA dei Monti Reatini (§ 1.19.), la SAA presenta delle differenze quali una litologia più calcarea, meno selce e meno intercalazioni marnose e meno livelli risedimentati a macroforaminiferi nella porzione paleogenica, strati più sottili e microfossili più addensati; sono inoltre presenti *hiatus* sedimentari di varia età nella porzione paleogenica.

La formazione è soggetta a vistosi fenomeni di *slumping* (Fig. 42) che in particolare caratterizzano la porzione cenozoica, a testimonianza di una importante fase tettonica che ha portato ad un ulteriore annegamento della piattaforma carbonatica del M. Giano-M. Gabbia (§ 3.19.).

La SAA passa in modo graduale ma rapido alla sovrastante *scaglia variegata* (VAS), con aumento della frazione terrigena ed il colore variegato sia dei calcari che della selce.

PROGETTO CARG

L'associazione micropaleontologica nel membro SAA_4 è costituita da: *Marginotruncana pseudolinneiana* (Pessagno), *M. marianose* (Douglas), *Dicarinella concavata* (Brotzen), *D. asimmetrica* (Sigal), *Globotruncana linneiana* (D'Orbigny), *G. bulloides* Volger, *G. arca* (Cushman), *G. ventricosa* White, *G. falsostuarti* Sigal, *Globotruncanita stuartiformis* (Dalbiez), *G. stuarti* (De Lapparent), *G.* cf. *conica* (White), *Radotruncana calcarata* (Cushman), *Pseudotextularia cf. nuttalli* (Voorwijk), *Planoglobulina acervulinoides* (Egger), *Contusotruncana* cf. *patelliformis* (Gandolfi), *Contusotruncana contusa* (Cushman), *Racemiguembelina frutticosa* (Egger), *Rugoglobigerina* sp., *Macroglobigerinelloides* sp., *Ventilabrella* sp., Hedbergellidae, Heterohelicidae e prismi di Inocerami; per i nannofossili da: *Watznaueria* sp., *Micula decussata* Vekshina 1959 *e Micula murus* (Martini, 1961) Bukry, 1973, *Zeughrabdotus embergeri* (Noël, 1959) Perch-Nielsen, 1984, *Eiffellithus turriseiffelii* (Deflandre, 1954) Reinhardt, 1965, *Eiffellithus* sp., *Stradneria crenulata* (Bramlette & Martini, 1964) Noël, 1970, *Cylindralithus serratus* Bramlette & Martini, 1964, *Calculites obscurus* (Deflandre, 1959) Prins & Sissingh, 1977, *Cribrosphaerella ehrenbergii* (Arkhangelsky, 1912) Deflandre, 1952, *Cyclagelosphaera* sp. Tali associazioni permettono di riferire il membro all'intervallo Coniaciano *p.p.*-



Fig. 42 - Megaslump *all'interno della Scaglia Rossa (SAA), visibile lungo la S.S.4 Salaria a S di Posta.*

PROOF

Maastrichtiano *p.p.* (dalla biozona a *Dicarinella concavata pars*. alla biozona a *Contusotruncana contusa/Racemiguembelina fructicosa*).

L'associazione micropaleontologica nel membro SAA_6 è rappresentata da: *Globanomalina planoconica* (Subbotina), *G. pseudomenardii* (Bolli), *Morozovella* spp. *(tra cui M.* cf. *contusotruncata* (Subbotina), *M.* cf. *pasionensis* (Bermudez), *M. acutispira* (Bolli & Cita), *Subbotina* sp., *Igorina* sp., *Acarinina* spp., *Globigerinatheka* sp.; per i nannofossili da: *Thoracosphaera* sp., *Coccolithus pelagicus, Sphenolithus moriformis* (Brönnimann & Stradner,1960) Bramlette & Wilcoxon, 1967, *Prinsius bisulcus* (Stradner, 1963) Hay & Mohler, 1967, *Fasciculithus pileatus* Bukry, 1973 (Wallich 1877) Schiller, 1930, *Fasciculithus tympaniformis* Hay & Mohler, 1967, *Ericsonia robusta* (Bramlette & Sullivan, 1961) Edwards & Perch-Nielsen, 1975, *Discoaster multiradiatus* (Bramlette & Riedel, 1954), *Discoaster* sp., *Chiasmolithus danicus* (Brotzen, 1959) Hay & Mohler, 1967. Tali associazioni permettono di riferire il membro all'intervallo Paleocene-Eocene inf. Dai dati di letteratura e per posizione stratigrafica l'età di tetto è estesa al Luteziano *p.p.* (corrispondente alla biozona a *Hantkenina nuttalii*).

L'ambiente di sedimentazione della SAA è assimilabile ad uno *slope s.l.*, più o meno distale passando da N e NO verso S e SE, spesso con caratteristiche di *bypass*.

Lo spessore è ovviamente molto variabile e va da pochi metri o decine di metri fino agli oltre 200 metri nelle zone più distali (affioramenti più nord-occidentali). A Pendenti è di circa 100 metri.

Coniaciano *p.p.* - Luteziano *p.p.*

3.23. - calcari cristallini (**CTN**)
(*cfr. formazione Orfento - OFE - nel F. 349 Gran Sasso*)

Questa formazione biodetritica si ritrova al tetto del membro SAA_4 della *Scaglia Rossa*; a luoghi al di sopra di CTN si hanno ancora alcuni metri di SAA_4 maastrichtiani prima di passare al membro cenozoico SAA_6. Il significato geologico di questa unità è spiegato nel § 1.18. a cui si rimanda. Nella successione del Monte Giano-Monte Gabbia i CTN affiorano in particolare fra Villa Camponeschi e Posta ed in minor misura lungo le Gole del Velino. Sono inoltre forse presenti presso Pendenti, ad O di Menzano, ma trovandosi in continuità con la soprastante SCZ_1 (§ 3.21.) e difficilmente distinguibili da essa, sono stati anch'essi segnati come SCZ. Lo spessore dei CTN diminuisce in modo evidente spostandosi dalle prime località citate verso S (zona di pozzo dell'Arnaro e di Piano della Fonte/Aravecchia), dove i risedimenti altocretacici sono ancora presenti ma non più cartografabili, suggerendo o una deposizione in grosse lenti o una zona rialzata o di *bypass* nelle aree più interne, a S.

PROGETTO CARG

Si tratta di *grainstone* biodetritici con rari bioclasti micritici ricristallizzati, con abbondanti resti di rudiste, echinodermi, *Orbitoides* sp., *Siderolites* sp. e Rotaliidae. Alla base, o intercalati, sono presenti livelli a *wackestone* finemente biodetritici con *Globotruncana linneiana* (D'Orbigny), *G. arca* (Cushman), *G. hilli* Pessagno, *Globotruncanita stuartiformis* (Dalbiez), *Globotruncanella havanensis* (Voorwijk), *Rugoglobigerina* cf. *milamensis* Smith & Pessagno, *Contusotruncana walfischensis* (Tood), *Gublerina* sp. e Heterolicidae.

Tali associazioni permettono di riferire l'unità alla parte bassa e media della biozona a *Globotruncana, Globotruncanita* e *Orbitoides*.

L'ambiente di sedimentazione è di rampa distale (*distally steepened ramp* in Van Konijnenburg *et alii*, 1999; scarpata esterna nel F. 369 Sulmona).

Lo spessore massimo è di circa 20 metri.

Campaniano *p.p.* - Maastrichtiano *p.p.*

3.24. - scaglia variegata (**VAS**)

Per questa formazione si rimanda alla descrizione della VAS nella successione dei Monti Reatini.

In più luoghi (es. M. Poponi, Casale Valenzano, Pendenti) sono presenti subordinati strati biodetritici a macroforaminiferi e localmente *slumping* di *Scaglia Rossa* (Costa della Madonna a S di Posta).

La VAS poggia sulla *Scaglia Rossa* (SAA), della quale ne ricalca gli affioramenti. Quando la *scaglia variegata* è molto calcarea (affioramenti più "interni", verso S) e la *Scaglia Rossa* è decolorata (condizione frequentissima) il passaggio si riconosce spesso per il cambio di colore della selce, che da rossastra diventa nera, grigia, marrone, verde o blu. L'unità passa in maniera sfumata alla *Scaglia Cinerea* (SCC) per ulteriore aumento della percentuale terrigena e per il colore che si fa grigio-verdognolo.

L'associazione micropaleontologica è costituita da: *Acarinina bullbrooki* (Bolli), *Truncarotaloides topilensis* (Cushmann), *Turborotalia frontosa* (Subbotina), *T.* cf. *possagnoensis* (Toumarkine & Bolli), *T. cerroazulensis* (Cole), *T. cocoaensis* (Cushmann), *Subbotina eocaenica* (Terquem), *S. corpulenta* (Subbotina), *Globigerinatheka senni* (Beckmann), *G. kugleri* (Bolli, Loeblich & Tappan), *G. mexicana* (Cushmann), *G.* cf. *lutherbacheri* Bolli, *Pseudohastigerina micra* (Cole), *Chiloguembelina* sp., *Catapsydrax* sp., *Planorotalites* sp., *Hantkenina* sp., *Clavigerinella* sp., rari foraminiferi bentonici, riferibile all'intervallo Eocene medio *p.p.*- Eocene sup. *p.p.*

Dalla biozona a *Globigerapsis kugleri* alla biozona a *Turborotalia cunialensis*.

L'associazione a nannofossili calcarei è rappresentata da: *Sphenolithus radians* Deflandre, 1952, *S. moriformis* (Brönnimann & Stradner,1960) Bram-

PROGETTO CARG

lette & Wilcoxon, 1967, *Coccolithus pelagicus* (Wallich, 1877) Schiller, 1930, *Dictyococcites bisectus* (Hay, Mohler & Wade, 1966) Bukry & Percival, 1971, *Reticulofenestra umbilicus* (Levin, 1965) Martini & Ritzkowski, 1968, *Ericsonia formosa* (Kamptner, 1963), *Discoaster barbadiensis* Tan, 1927, *Chiasmolithus grandis* (Bramlette & Riedel, 1954) Radomsky, 1968, *Clausicoccus subdistichus* (Roth & Hay, 1967) Prins, 1979, è indicativa dell'Eocene medio *p.p.*-Eocene sup. *p.p.*

L'ambiente di sedimentazione è assimilabile ad uno *slope s.l.*, più o meno distale passando da N e NO verso S e SE.

Lo spessore, a causa dei frequenti *pinch-out* di chiusura della formazione al di sopra della piattaforma annegata, varia da pochi metri ad un massimo di 70 metri (svincolo S.S.4 Salaria per Sigillo).

Luteziano *p.p.* - Priaboniano *p.p.*

3.25. - Scaglia Cinerea (**SCC**)

L'unità si ritrova lungo la fascia esterna dell'area di piattaforma M. Giano-M. Gabbia: nella parte più settentrionale affiora in una area triangolare compresa fra l'allineamento Lodonero-Cesaproba, a S, e l'apice di Posta, a N, ed inoltre al nucleo di un'anticlinale rovescia a SO di Borbona; nella zona occidentale affiora diffusamente ad O dell'allineamento M. Boio-M. Sant'Angelo-M. Porillo mentre nella zona orientale affiora nella zona di Pendenti (ad O di Menzano). Come spiegato nel § VIII 2.1. gli estesi affioramenti di *scaglia cinerea detritica* (CDZ) presenti lungo la linea d'accavallamento OAS sono qui considerati facenti parte della successione dei Monti Reatini. Allo stesso modo gli affioramenti di SCC sul versante orientale del C.le Ara Grande e poco a N di Posta, in destra del fiume Velino, considerati in questo Foglio al *footwall* del Dominio tettonico dei M.ti Reatini (§ VIII 2.1.3.), sono attribuiti alla successione di *slope* dei Monti Rua-Marine-Mozzano (§ 4.19.) in quanto ritenuti depostisi all'esterno del paleo-limite settentrionale della piattaforma carbonatica Laziale-Abruzzese (Castellarin *et alii*, 1978).

La SCC si ritrova al tetto delle successioni di annegamento della piattaforma del Monte Giano-Monte Gabbia e rappresenta la prima formazione che tende a colmare e rettificare i dislivelli sottomarini creatisi a seguito della tettonica sinsedimentaria cretacico/paleogenica (§ 3.19.) e a suturare parte degli alti strutturali creatisi (es. zona del M. Porillo o Vallemare). Può quindi poggiare direttamente sulla SGC medio-bassa, oppure sulla VAS ove gli spessori di questa siano sufficientemente elevati da essere stata cartografata, o andare direttamente in *onlap* sui termini di piattaforma RDO e CCD.

È costituita da calcari marnosi, marne e marne argillose tipicamente scagliettate, in strati sottili, di colore variabile (da verdolino- grigio a biancastro), con

PROGETTO CARG

foraminiferi planctonici. In prossimità delle chiusure in *pintch-out* sui paleo-alti della piattaforma annegata, al passaggio laterale con la parte superiore della SGC, la SCC è più calcarea, di colore verde brillante per l'abbondanza di granuli di glauconite, e inoltre con punti rossi e spicole. È spesso soggetta a fenomeni di *slumping* (Fig. 43).

Sono presenti livelli di selce nera, più raramente biancastra, verde e grigia, sia alla base (frequenti) che al tetto (più rari). Si hanno inoltre, specie alla base di passaggio con la VAS, ma anche al tetto, rari livelli risedimentati a macroforaminiferi e foraminiferi planctonici eocenici. Nella parte basale dell'unità è presente (Collacchi delle Ceresole, Santa Maria del Monte, Col Maggio, a SO di Terra e km 119 della S.S.4 Salaria) un *debris flow*, a tessitura *rudstone/floatstone*, con clasti (da pochi cm fino a 15-20) di piattaforma cretacica, di SGC, di selce rossa, gialla o nera e con macroforaminiferi. Questo orizzonte testimonia l'ultimo grande impulso (tetto Eocene) della tettonica distensiva responsabile dell'annegamento della piattaforma (§ 3.19.) ed è coevo a quello descritto nella CDZ dei Monti Reatini (§ 1.21.).

Nelle aree di *facies* più distale (affioramenti N-NO e O), il tetto della *Scaglia Cinerea* è formato da alcuni metri di marne e marne calcaree (aumento della componente calcarea verso l'alto) ben stratificate, di colore verde-grigio e diffuse patine ocracee, a frattura concoide, contenenti piccoli foraminiferi planctonici, poca glauconite e spicole (passaggio alla SPT_a).



Fig. 43 - *Fosso Palombara. Affioramenti di Scaglia Cinerea (SCC) "slumpizzata".*

PROGETTO

Sempre in queste zone più distali la SCC poggia sulla VAS, mentre in quelle più prossimali, è stata spesso segnata in Carta direttamente al di sopra della *scaglia condensata* (SGC) o della *Scaglia Rossa* (SAA), non potendosi distinguere, a questa scala, l'intervallo *Scaglia Rossa* e/o *scaglia variegata*. Nella zona ad E di Vallemare la formazione poggia in *onlap*, per buoni tratti, direttamente al di sopra dei CCD, lungo paleoscarpate silicizzate.

Superiormente la formazione passa ovunque all'*unità spongolitica* (SPT), di solito attraverso la *litofacies* SPT_a che può essere anche di pochi decimetri di spessore e quindi non cartografabile.

L'associazione micropaleontologica è costituita da: *Turborotalia cerroazulensis* (Cole), *T.* cf. *cocoaensis* (Cushman), *Globigerinatheka* sp., *Pseudohastigerina micra* (Cole), *Chiloguembelina cubensis* (Palmer), *Hantkenina* sp., *Catapsydrax* sp., *Subbotina* sp., globorotalidi e rari foraminiferi bentonici e per i nannofossili calcarei da *Sphenolithus moriformis* (Brönnimann & Stradner, 1960) Bramlette & Wilcoxon, 1967, *Sphenolithus ciperoensis* Bramlette & Wilcoxon, 1967, *Dictyococcites bisectus* (Hay, Mohler & Wade, 1966) Bukry & Percival, 1971, *Dictyococcites* spp. (piccoli), *Reticulofenestra umbilicus* (Levin, 1965) Martini & Ritzkowski, 1968, *Cyclicargolithus floridanus* (Roth & Hay,1967) Bukry, 1971, *Cyclicargolithus abisectus* (Muller, 1970) Wise, 1973, <10μ, *Clausicoccus subdistichus* (Roth & Hay, 1967) Prins, 1979, *Ericsonia formosa*, riferibili all'Eocene sup. *p.p.*-Oligocene inf.

La base della formazione corrisponde alla biozona a *Turborotalia cerroazulensis*, mentre l'età di tetto, dai dati di letteratura e per posizione stratigrafica nella successione di questo Foglio, è estesa al Chattiano *p.p.* o a tutto il Chattiano (biozona P22) ove non sia presente, al di sopra della SCC, la *litofacies* SPT_a (parte alta degli *onlap* sulla piattaforma, si veda § 5.1.1.).

L'ambiente di sedimentazione è riferibile ad uno *slope* o rampa intermedia e distale, ma più specificatamente risente delle grosse varietà paleobatimetriche susseguenti al disgregamento ed annegamento nel Cretacico sup./Paleogene della sottostante piattaforma carbonatica.

Lo spessore, a causa delle frequenti chiusure in *onlap* e ai *pintch-out* sui bordi della piattaforma varia da pochi metri fino ad oltre 150 metri.

Priaboniano *p.p.* - Chattiano

4. - SUCCESSIONE DEI MONTI RUA-MARINE-MOZZANO

Le formazioni carbonatiche mesozoiche e paleogeniche di questa successione affiorano per la maggior parte nell'area sud-orientale e centro-orientale del Foglio; altri limitati affioramenti si hanno nell'area nord-occidentale, precisamente nelle zone di C.le Ara Grande-Posta e C.le Leoncina. La successione affiorante è

PROGETTO CARG

riferibile alla unità di transizione del Gran Sasso-Cittareale di Centamore *et alii* (1991b) o del Gran Sasso-Genzana di Patacca *et alii* (1991), fra la piattaforma carbonatica Laziale-Abruzzese ed il bacino Marchigiano esterno, individuatasi a partire dal Giurassico inf. durante il *rifting* tetideo ed al conseguente smembramento della paleopiattaforma Adria. È composizionalmente simile a quella affiorante nei Monti Reatini, ma più ricca di risedimenti provenienti dalla piattaforma. Confina a SO con l'area del Monte Giano-Monte Gabbia attraverso l'omonimo *thrust*, all'estremo O con quella dei Monti Reatini attraverso la linea OAS, mentre a N-NO passa, sia stratigraficamente che attraverso il *thrust* del M. Mozzano, alle formazioni di rampa e, a seguire, di avanfossa (bacino della Laga) della successione comune oligo-miocenica (§ 5.).

All'estremità del versante NO di M. Lato si assiste al passaggio (non cartografato a questa scala), in eteropia laterale verso NO, fra le *facies* di transizione cretaciche di questo settore e quelle più prossime al margine di piattaforma della successione del Monte Giano-Monte Gabbia. Altrove questo passaggio, attivo fin dal Giurassico inf., è nascosto al di sotto del *thrust* del M. Gabbia-M. Calvo o al di sotto dei termini miocenici. Verosimilmente esso passa lungo l'allineamento Borbona-Posta, in quanto appena ad O di quest'ultimo paese (versante N del C.le Ara Grande) affiora una successione dalla *Scaglia Bianca* detritica (SBI_a) del Cenomaniano, a testimonianza che in quest'area non era probabilmente più presente la piattaforma carbonatica del M. Giano-M. Gabbia (che annega solo a partire dal Turoniano, § 3.19.). In passato il C.le Ara Grande è stato quasi sempre considerato facente parte della successione dei Monti Reatini, cioè posto ad O della linea OAS, ma per le considerazioni riportate nel § VIII 2.1. viene qui ritenuto facente parte della successione Monti Rua-Marine-Mozzano, poiché al *footwall* della linea OAS (come in Deiana *et alii*, 1995).

Come nei Monti Reatini anche in quest'area si sono individuate nel Giurassico inf. delle PCP ,come quella di M. Marine, ospitante la successione condensata del g*ruppo del Bugarone* (BU) in continuità di sedimentazione al di sopra del *Calcare Massiccio* (MAS).

In solo questo settore, infine, sono state introdotte le formazioni del *verde ammonitico e calcari e marne a Posidonia* (VAP) e dei *calcari bioclastici inferiori* (BLI) per motivi di correlazione cartografica con il limitrofo F. 349 Gran Sasso.

4.1. - Calcare Massiccio, *litofacies dolomitica* (**MAS_b**)

Il *Calcare Massiccio* affiora estesamente lungo il versante sud-occidentale della dorsale il Pago-M. Marine - La Solagna-M. Castiglione, al letto della faglia di Monte Marine (§ VIII 3.3.1.2.). È presente la sola *litofacies dolomitica* (**MAS_b**) costituita da dolomie e calcari a diverso grado di dolomitizzazione, di

PROGETTO CARG

colore dal grigio chiaro al biancastro, mal stratificati ed intensamente tettonizzati. Il contenuto faunistico non è riconoscibile a causa della forte dolomitizzazione.

L'unità si presenta completamente destrutturata per dolomitizzazione secondaria, spinta a livello tale da alterare completamente tutte le caratteristiche tessiturali. Alla lente non è possibile riconoscere la costituzione granulometrica e le dimensioni dei singoli granuli, però l'aspetto è prevalentemente granulare saccaroide e generalmente farinoso. In alcuni casi la dolomitizzazione sembra accompagnata da una parziale silicizzazione. Alla scala mesoscopica il più delle volte non è possibile riconoscere neanche la stratificazione, poiché l'area in cui affiora MAS_b è caratterizzata da una profonda alterazione meccanica determinata dall'intensa deformazione tettonica. La frammentazione in scaglie anche minute degli originari strati, associata all'alterazione per dolomitizzazione, favorisce l'instaurarsi di fenomeni di erosione concentrata che si spinge fino a dare origine a forme pseudo-calanchive che interessano gran parte del versante soprastante la faglia di M. Marine (§ VIII 3.3.1.2.) (Fig. 44).

La formazione sul versante SO del M. Il Pago passa superiormente, in modo conforme, alla *corniola detritica* (COK) (in parte dolomitizzata).



Fig. 44 - *Forme calanchive derivanti dall'erosione del Calcare Massiccio dolomitizzato; zona di* footwall *della faglia di M. Marine.*

PROFILO

Tra Barete e F.so dell'Indice invece, spostandosi verso l'area PCP di M. Marine, MAS_b è sia in contatto inconforme con le formazioni pelagiche detritiche (COK e MAD) in *onlap* sulla paleoscarpata, sia in contatto conforme (in corrispondenza della testata della PCP, presso M. Marine) con le sovrastanti formazioni del *gruppo del Bugarone* (BU). In quest'ultimo caso MAS_b comprende probabilmente anche la porzione di *Calcare Massiccio B* (*sensu* CENTAMORE *et alii*, 1971) descritto in varie zone dell'Appennino (sigla CARG: MAS_1) in situazioni di testata di PCP, qui non riconoscibile per la generale dolomitizzazione dell'unità.

L'ambiente è di piattaforma carbonatica aperta.

Lo spessore non è facilmente definibile per la presenza di alcuni raddoppi tettonici, per la difficoltà di determinare con continuità spaziale le giaciture (sebbene sembrino generalmente a reggipoggio) e poichè il letto della formazione non affiora. In ogni caso si può stimare uno spessore massimo affiorante di 450-500 metri.

L'età e la biozona a *Thaumatoporella parvovesiculifera* sono attribuite per posizione stratigrafica e in base ai dati di letteratura.

HETTANGIANO - SINEMURIANO INFERIORE *p.p.* (probabilmente fino al PLEINSBACHIANO *p.p.* nella PCP di M. Marine)

4.2. - CORNIOLA DETRITICA (**COK**)

Questa unità affiora lungo il versante sud-occidentale della dorsale Il Pago-M. Marine-La Solagna-M. Castiglione, al letto della faglia di M. Marine (§ VIII 3.3.1.2.).

È costituita da *grainstone* e *packstone* di colore nocciola e grigio nocciola, a stratificazione non facilmente individuabile nella porzione inferiore, più riconoscibile nella parte medio alta, con strati più sottili.

La base della formazione è prevalentemente detritica grossolana, mentre quella superiore presenta una porzione detritica granulometricamente più fine e con una maggiore componente micritica. La selce, di colore scuro, è poco abbondante, in noduli nella parte inferiore, più frequente in liste, lenti e livelli nella parte superiore; spesso è decolorata e con aspetto cariato. L'unità è, a tratti, parzialmente dolomitizzata, ma struttura e tessitura dei granuli sono generalmente riconoscibili.

La macrofauna presente è prevalentemente risedimentata ed è costituita da frammenti di echinodermi e coralli; la microfauna, difficilmente riconoscibile alla lente, è costituita da spicole di spugna e radiolari (dalla biozona a Radiolari, *Palaeodasycladus*, Antozoa e Idrozoa alla parte iniziale della biozona "*Posidonia-Bositra*" e *Palaeodasycladus)*.

In tutta l'area a NO della PCP di M. Marine, la COK passa superiormente alle *Marne di Monte Serrone* (RSN), che si presentano con risedimenti e dolomitizza-

PROGETTO CARG

te; mentre nella sezione de Il Pago (a E di M. Marine), passa al *verde ammonitico e calcari e marne a Posidonia* (VAP).

L'ambiente di sedimentazione è di *slope.*

Lo spessore massimo cartografato è visibile lungo il versante S di M. San Lorenzo e presso Tarignano ed è compreso tra i 200 e i 300 m; il margine di incertezza è determinato dal fatto che nella stessa sezione non affiorano mai contemporaneamente letto e tetto, ad eccezione del versante S del Il Pago. In questa sezione, però, la *corniola detritica* presenta caratteri di condensazione e passa a VAP.

L'età e l'intervallo biozonale sono attribuiti per posizione stratigrafica e in base ai dati di letteratura.

Sinemuriano inferiore *p.p.* - Toarciano inferiore *p.p.*

4.3. - Marne di Monte Serrone (**RSN**)

Questa unità affiora con continuità lungo il versante S del M. San Lorenzo (N di Barete). È costituita da prevalenti calcareniti e calcari marnosi, di colore grigiastro e grigio-nocciola, a luoghi di aspetto nodulare, in strati medi e spessi, con selce scura, cui si intercalano sporadici livelli marnosi e marnoso-calcarei grigio-verdastri in strati medi e sottili. A N di M. Marine, tra questo e M. San Lorenzo, le RSN sono difficilmente riconoscibili a causa dell'intensa dolomitizzazione secondaria che interessa la successione dal *Calcare Massiccio* ai livelli basali dei *calcari detritici a Posidonia* (DPO).

Le *Marne di Monte Serrone* poggiano sulla *corniola detritica* (COK), cui passano inferiormente con contatto piuttosto brusco per aumento della componente detritica, che diviene prevalente su quella pelagica. Verticalmente passano, con aumento della componente bioclastica e dello spessore degli strati, ai DPO.

Il contenuto faunistico è costituito da resti di echinodermi, spicole di spugne, resti filamentosi (nella parte sommitale) e rare piccole ammoniti. Biozona a "*Posidonia-Bositra*" e Nodosaridae.

L'ambiente di sedimentazione è di bacino prossimale/base dello *slope*.

Lo spessore massimo non supera i 50-60m.

L'età è attribuita per posizione stratigrafica e in base ai dati di letteratura.

Toarciano inferiore *p.p.* - Toarciano superiore *p.p.*

4.4. - verde ammonitico e calcari e marne a posidonia (**VAP**)

Questa unità affiora esclusivamente nell'estremo settore orientale del F. Antrodoco, nell'area compresa tra la PCP giurassica del M. Marine e il Passo delle Capannelle, al confine con il contiguo F. 349 Gran Sasso. Il *range* temporale

PROGETTO CARG

della formazione è coincidente con le *Marne di Monte Serrone* (RSN) e parte dei *calcari detritici a Posidonia* (DPO) e viene da essi distinta per sole esigenze cartografiche poiché confinante con la omologa formazione presente nel F. 349 Gran Sasso (in stampa).

L'unità è costituita da calcari micritici in strati sottili e medi, con selce scura e verdastra in liste e noduli, alternati a marne e marne argillose grigio-verdi spesso fogliettate, con intercalazioni di strati sottili e medi di calcareniti bioclastiche, a luoghi torbiditiche. Nella parte inferiore prevalgono i depositi fini e marnosi, mentre in quella superiore aumenta decisamente la componente carbonatica, che è predominante e caratterizzata da calcari e calcari marnosi con selce ed abbondanti resti filamentosi, radiolari e spicole di spugne. Il passaggio tra le due porzioni di successione è quasi sempre segnato da alcuni livelli caratteristici di *grainstone* ad ooliti arrossate in strati medi. Il VAP poggia con contatto piuttosto brusco sulla sottostante *corniola detritica* (COK), mentre il passaggio ai soprastanti *calcari bioclastici inferiori* (BLI) è piuttosto sfumato e contrassegnato da un notevole aumento dello spessore degli strati e della componente bioclastica.

Oltre alla citata fauna, tra i macro-fossili sono presenti brachiopodi, ammoniti, antozoi, idrozoi, echinodermi e coralli. Per il contenuto microfaunistico si fa riferimento a quanto riportato nelle N.I. del contiguo F. 349 Gran Sasso.

L'ambiente di sedimentazione è di *slope* inferiore/bacino prossimale.

Lo spessore si aggira attorno ai 60-90m.

Toarciano inferiore *p.p.* - Bajociano *p.p.*

4.5. - calcari detritici con posidonia (**DPO**)

Questa unità affiora a letto della faglia di M. Marine, lungo l'allineamento il Pago-M. Marine-M. San Lorenzo. La formazione è del tutto simile a quella rilevata nell'area dei Monti Reatini (§ 1.9.) con la tipica *litofacies granulare* (**DPO$_a$**) a bancate oolitiche nella parte superiore.

La parte inferiore dell'unità è costituita da alternanze di *grainstone* bioclastici fini di colore chiaro e *packstone*, raramente *wackestone,* scuri, con resti filamentosi frequenti, piccoli bivalvi, spicole di spugne e resti di echinodermi. Il passaggio dalla formazione sottostante (RSN) è posto ca. 10-15 m al di sopra di un livello di marne lastriformi e parzialmente dolomitizzate grigio-verdastre (spesso alcuni metri) ed è segnato da un aumento di spessore degli strati e della granulometria dei risedimenti al tetto delle RSN. A E di M. Marine (Il Pago) i DPO poggiano invece sul VAP con una *facies* a componente micritica/marnosa maggiore e stratificazione più fitta.

Le tessiture variano da *wackestone* e *packstone* con ooidi e oncoidi, in cui la microfauna è caratterizzata da resti di echinodermi, *Gutnicella cayeuxi* (Lucas),

PROGETTO CARG

"filaments", radiolari, spicole e piccoli foraminiferi bentonici. Questa prima parte può essere riferita alla biozona a "*Posidonia-Bositra*" e *Gutnicella cayeuxi* del Toarciano sup. *p.p.*-Bajociano inf. *p.p.*

4.5.1. - *litofacies granulare* (**DPO$_a$**)

La *litofacies granulare* è costituita esclusivamente da risedimenti granulari, con ooidi prevalenti, bioclasti con frammenti di echinodermi, bivalvi e coralli e intraclasti vari, di colore avana e nocciola. Sono organizzati in strati spessi e molto spessi ed hanno ridottissime intercalazioni di *grainstone* e *packstone* fini scuri, contenenti frammenti di sottili bivalvi e sporadici resti filamentosi. Lo spessore della *litofacies* è di 70-80 m. Il limite superiore con i *calcari diasprigni detritici* (CDI) è posto in corrispondenza del cambio di tipologia del risedimento: da ooidi ed intraclasti (DPO$_a$), a bioclasti prevalenti (*grainstone* e *packstone*, CDI), ed è situato circa 15 metri al di sotto dei primi livelli selciferi fittamente stratificati dei CDI. Le tessiture dei DPO$_a$ sono costituite da *grainstone* a ooidi e *packstone* a piccoli *pellets* in cui la microfauna è caratterizzata da rari resti di echinodermi, *Protopeneroplis striata* Weynschenk, *Callorbis minor* Wernli & Metzger, *Trocholina* sp., piccoli foraminiferi bentonici e Porostromata. La *litofacies granulare* può essere riferita alla base della biozona a "*Posidonia-Bositra*" e *Protopeneroplis striata*, con tetto forse fino alla fine del Bajociano.

Lo spessore complessivo della formazione è valutabile attorno ai 100-110 m e tende a diminuire leggermente in direzione NO, allontanandosi dalla PCP di M. Marine (§ VIII 1.1.4.).

L'ambiente di sedimentazione è di *slope*.

Toarciano superiore *p.p.* - Bajociano (*p.p.*?)

4.6. - calcari bioclastici inferiori (**BLI**)

Questa unità affiora esclusivamente nel settore estremo orientale del F. Antrodoco, in prossimità del P.so delle Capannelle, al confine con il contiguo F. 349 Gran Sasso.

È costituita da brecce e calcareniti, *grainstone* e *rudstone* bioclastici ed intraclastici, di colore da biancastro a nocciola con ooidi e peloidi risedimentati (più frequenti verso la base), spesso in parte ricristallizzati e di aspetto vetroso o saccaroide, organizzati in strati spessi e/o amalgamati, a volte torbiditici, con gradazioni e laminazioni. Localmente, nei risedimenti sono presenti lembi di micrite pelagica e noduli di selce scura, sporadici livelli micritici con radiolari e resti filamentosi.

PROGETTO CARG

Passano verticalmente in modo piuttosto brusco alla parte alta dei *calcari diasprigni detritici* (CDI), attraverso una netta diminuzione dello spessore degli strati e dei risedimenti, cui si accompagna un forte aumento della selce. Alla base, invece, il contatto sul VAP è molto più graduale, ma di difficile individuazione.

La macrofauna è costituita da resti di echinodermi, coralli e molluschi, più raramente e solo nella parte alta della formazione anche da idrozoi ed ellipsactinie. Per il contenuto microfaunistico si fa riferimento a quanto riportato nelle N.I. del F. 349 Gran Sasso, sulla base delle quali l'unità viene attribuita all'intervallo che si estende dalla biozona a "*Posidonia- Bositra*" e *Protopeneroplis striata* alla biozona a Radiolaria e *Tubiphytes morronensis*.

L'ambiente di sedimentazione è di *slope*.

Lo spessore è di circa un centinaio di metri.

Bajociano *p.p.* - Kimmeridgiano inferiore

4.7. - gruppo del bugarone (**BU**)

Il *gruppo del Bugarone* documenta la successione pelagica, condensata e localmente discontinua, di età Pliensbachiano-Titoniano *p.p.,* deposta al *top* delle PCP fino al loro ricoprimento ad opera delle unità bacinali.

Le formazioni afferenti al *gruppo del Bugarone* (si veda risoluzione comitato d'area Appennino settentrionale, 12 maggio 2002) sono presenti in ristrette porzioni dell'alto strutturale giurassico di M. Marine (§ VIII 1.1.4.3.), al di sopra del *Calcare Massiccio dolomitizzato* (MAS_b), ricoperte e suturate o dagli ultimi strati in *onlap* della parte alta dei *calcari diasprigni detritici* (CDI) (F.so dell'Indice) o, più frequentemente, dalla *Maiolica* (MAI).

Si tratta di depositi calcarei, calcareo-marnosi e in misura minore calcareo selciferi, fortemente dolomitizzati, che vengono riferiti, per posizione stratigrafica, caratteristiche sedimentologiche e stratimetriche, alle successioni condensate giurassiche *sensu* Centamore *et alii* (1971) e Cecca *et alii* (1990). Il gruppo, dal basso verso l'alto, è costituito da: 1) calcari grigio-avana in strati medi e sottili, spessore da 0 a 30 m (*calcari nodulari dell'Infernaccio*, IFC); 2) marne e marne calcaree laminate e/o lastriformi, in strati sottili, di colore grigie e verdastre, a luoghi rossastre (F.so dell'Indice, a SO de Il Pago), spessore da 0 a 10 m (*calcari nodulari e marne verdi de I Ranchi*, RNH); 3) calcari laminati avana in strati medi, con selce in noduli o più raramente in livelli irregolari, decisamente più frequenti negli ultimi metri di tetto; spessore da 5 a 12 m (*calcari nodulari a filaments del Fosso del Presale*, PLS, e parte dei *calcari nodulari ad ammoniti e aptici di Cava Bugarone*, BGA). L'intensa tettonizzazione dell'area di affioramento e la forte dolomitizzazione dei depositi citati rende problematico il riconoscimento delle *microfacies* e del contenuto faunistico sia in campagna che in sezione sottile.

PROGETTO CARG

L'ambiente di sedimentazione è di testata di PCP.
Lo spessore totale dell'unità varia da pochi metri a 30-50 m.
Pliensbachiano *p.p.* - Titoniano *p.p.*

4.8. - calcari diasprigni detritici (**CDI**)

Questa unità affiora lungo il versante S dell'allineamento Il Pago-M. Marine-La Solagna, sul versante meridionale di M. Mozzano e nell'area compresa tra Casaline, M. Rua e Cavallari.

I CDI sono costituiti da un'alternanza di *grainstone/packstone* bioclastici avana e avana chiaro, da grossolani a fini, in strati medi, e *wackestone* sottilmente stratificati avana. La selce è abbondante negli strati più micritici e presente in lenti e liste o fittamente laminata e/o straterellata, varicolore da rossa a biancastra. Alla base (primi 10-15 metri) sono presenti risedimenti bioclastici in strati spessi, con passaggio sfumato ai sottostanti DPO_a. A SE di M. Marine, presso il F.so dell'Indice, i CDI ricoprono in *onlap* gli ultimi affioramenti del *gruppo del Bugarone* (BU) al di sopra della testata della PCP di M. Marine (§ VIII 1.1.4.3.). Ancora più ad E (versante meridionale de Il Pago) poggiano in contatto stratigrafico sui BLI. Il passaggio alla sovrastante *maiolica detritica* (MAD) è molto graduale attraverso un progressivo aumento di spessore degli strati, dei risedimenti (abbondanti frammenti di echinodermi ed una brusca diminuzione della componente selcifera). La porzione sommitale dei CDI e quella basale della MAD dal punto di vista litologico sono piuttosto simili e distinguibili solo in base alla tipologia del bioedetrito. Per un limitatissimo tratto ad E di M. Marine i CDI passano invece direttamente alla *Maiolica* (MAI, testata della PCP di M. Marine).

L'associazione faunistica è caratterizzata da Echinodermata, Gasteropoda, Radiolaria, Porifera, Porostromata, *Protopeneroplis striata* Weynschenk, *Praekurnubia crusei* Redmond, *Nautiloculina oolitica* Mohler, *Trocholina alpina* (Leupold), *Coscinoconus limognensis* (Pelissie & Peybernes), *Saccocoma* sp., Valvulinidae, Miliolidae. L'unità è riferita da parte della biozona a "*Posidonia-Bositra*" e *Protopeneroplis striata* alla biozona a *Saccocoma* e *Tubiphytes morronensis*.

L'ambiente è di *slope s.l.*
Lo spessore è valutabile intorno ai 90-100 m.
Bajociano *p.p.*?/Bathoniano - Titoniano superiore *p.p.*

4.9. - calcari cristallini a echinodermi e coralli (**ECC**)

Affiorano lungo il versante sud-occidentale di M. Lato e, più diffusamente, sulla cresta che chiude a O la conca tettono-carsica di Foce, tra Capo Foce e Le

PROGETTO CARG

Macchie, dove procedendo verso SE l'unità passa lateralmente, in modo piuttosto brusco (forse in presenza di una faglia polifasica, tra Le Macchie e C.le Forcino), alla *maiolica detritica* (MAD) ed alla *Maiolica* (MAI), con diminuzione dello spessore degli strati, riduzione della granulometria dei risedimenti e comparsa di un orizzonte micritico con selce intercalato nella parte alta degli ECC.

Si tratta di prevalenti *grainstone* e *packstone* bio-intraclastici da avana e avana-grigiastro a biancastro, in strati prevalentemente medi e spessi o indistinti, raramente sottili, con diffusa ricristallizzazione o dolomitizzazione; selezionati e organizzati in strati a diversa granulometria oppure con una più o meno visibile gradazione all'interno del singolo strato. La porzione inferiore, detritica (Titoniano sup.), è costituita da ellipsactinie, diceratidi, echinodermi, coralli, idrozoi e talvolta con intercalati livelli sporadici e clasti molli di *packstone* fini/*wackestone* con calpionelle (zona M. Lato), mentre quella superiore da rudiste (requienie e caprotine), echinodermi e coralli.

Nella parte inferiore dell'unità, nell'area di M. Lato, nei depositi biodetritici si intercalano livelli sporadici e clasti molli di *packstone* fini/*wackestone* con calpionelle, a volte con tessitura delle brecce. La selce risulta assente.

Il passaggio ai soprastanti BLS è piuttosto brusco e avviene attraverso l'aumento della taglia dei bioclasti (*rudstone* in corpi canalizzati), la comparsa delle prime radiolitidi, caprinidi ed orbitolinidi. Sul versante NO di M. Lato gli ECC passano direttamente alla *scaglia detritica* turoniana (SCZ_1).

La fauna è costituita da resti di echinodermi, coralli, ellipsactinie, *Tubiphytes morronensis* Crescenti, *Protopeneroplis ultragranulata* (Gorbachik), *Muranella parvissima* (Dragastan), *Trocholina* sp., *Lithocodium aggregatum* Elliott, *Charentia* sp., *Calpionella alpina* Lorenz, *C. elliptica* Cadisch, *Tintinnopsella carpathica* (Murgeanu & Filipescu), *Calpionellopsis simplex* (Colom), Dasycladaceae. Tale associazione permette di riferire la parte basale alle biozone a *Crassicollaria*, *Calpionella* e *Tubiphytes morronensis* e a *Calpionellopsis*, *Calpionellites* e *Lithocodium aggregatum*. L'età di tetto (fino alla biozona a *Hedbergella* e *Lithocodium aggregatum*) è ricavata per posizione stratigrafica.

L'ambiente di sedimentazione è di *slope* prossimale.

Il letto dell'unità non è affiorante, il massimo spessore rilevato è tra Le Macchie e Capo di Foce e si aggira attorno ai 250-300 m.

Titoniano superiore *p.p.* - Aptiano inferiore *p.p.*

4.10. - maiolica detritica (**MAD**)

Affiora lungo il versante meridionale dell'allineamento Il Pago-M. Marine-M. Castiglione, sul versante meridionale di M. Mozzano, nell'area compresa tra Casaline e M. Rua e a NE di S. Vittorino.

PROGETTO CARG

L'unità è costituita da prevalenti *grainstone/packstone* bio-intraclastici grigiastri, avana e avana chiaro, da grossolani a fini, in strati medi, a cui si intercalano subordinati *wackestone/mudstone*. Nella parte basale (da grigia fino a nocciola), più detritica, la componente detritica è costituita da radioli di echinidi, frammenti di bivalvi, gasteropodi, resti di coralli, diceratidi e, più raramente, ellipsactinie; si ha rara selce nera in liste e arnioni. La diffusa ricristallizzazione e fratturazione a losanga rende spesso difficilmente riconoscibile in campagna il limite con la parte sommitale dei sottostanti CDI.

Lungo il versante SE di M. Mozzanola la MAD affiora con spessori massimi che non superano i 100/150 m ed è prevalentemente costituita da risedimenti, con la componente micritica decisamente subordinata.

Laddove riconoscibile, il contatto con i *calcari diasprigni detritici* (CDI) è stratigrafico e sfumato e si riconosce per la comparsa di frammenti di diceratidi nella porzione titoniana e rudiste in quella cretacica. Il passaggio alla formazione soprastante (MAI), di cui la MAD è parzialmente eteropica, è sfumato e diacrono ed è caratterizzato da un progressivo aumento della componente micritica fino a diventare prevalente o esclusiva. Nell'area di Casaline-M. Rua il passaggio avviene entro la fine del Giurassico mentre nell'area Il Pago-M. Marine-M. Castiglione e M. Mozzano é datato al Berriasiano *p.p.*

Nelle aree caratterizzate da sedimentazione in *facies* di *slope* prossimale (M. Lato e M. Le Macchie) la MAD passa lateralmente alle *calcareniti cristalline a echinodermi e coralli* (ECC), in cui la componente micritica diviene occasionale o completamente assente e senza selce.

L'associazione faunistica è costituita da resti di echinodermi, briozoi, molluschi, Porostromata, *Tubiphytes morronensis* Crescenti, *Neotrocholina infragranulata* (Noth), *Protopeneroplis* sp., *Saccocoma* sp., *Colomisphaera carpatica* (Borza), *Crassicollaria parvula* Remane, *Calpionella alpina* Lorenz, *Calpionellopsis oblonga* (Cadisch). Tale associazione permette di riferire l'unità alla biozona a *Crassicollaria, Calpionella, Lithocodium aggregatum e Tubiphytes morronensis*.

L'ambiente di sedimentazione è di *slope* distale.

Lo spessore dell'unità oscilla tra i 50 e i 150 m.

Titoniano superiore *p.p.* - Berriasiano *p.p.*

4.11. - Maiolica (**MAI**)

Questa formazione affiora lungo il versante S dell'allineamento Il Pago-M. Marine-M. Castiglione, sul versante meridionale di M. Mozzano, nell'area compresa tra Casaline e M. Rua e a NE di S. Vittorino.

È costituita da un'alternanza di *wackestone* e *mudstone,* in strati medi e sottili, con selce scura o nera in liste, livelli e arnioni, a cui si intercalano subordinati

PROGETTO CARG

grainstone e *packstone* in strati medi e spessi, più frequenti verso la base, con resti di requienidi e caprotinidi.

Le micriti sono caratterizzate da frattura concoide, sterili alla lente e, soprattutto nelle porzioni di colore più chiaro, di aspetto ceroide. Il colore può oscillare da avana chiaro-grigio chiaro ad un grigio-avana più scuro, fino a diventare grigio deciso nei pressi del limite con i soprastanti CCF (o BLS nell'area N di M. Rua).

Il letto della formazione è diacrono; il contatto con la MAD al letto è stratigrafico, parzialmente eteropico e sfumato, mentre il passaggio di tetto con le *calcareniti e calciruditi a fucoidi* (CCF_a) è molto netto e spesso leggermente discordante in corrispondenza della comparsa delle prime bancate conglomeratiche dei CCF_a.

L'ambiente di sedimentazione è di *slope* inferiore/bacino prossimale.

Lo spessore oscilla tra i 100 e i 150 m.

L'età e le biozone sono attribuite per posizione stratigrafica e da letteratura (da parte della biozona a *Calpionella* alla biozona a *Globigerinelloides blowi*).

Berriasiano (Titoniano superiore *p.p.* a M. Marine) - Aptiano inferiore *p.p.*

4.12. - calcari bioclastici superiori (**BLS**)

Questa unità affiora esclusivamente sul versante SO di M. Lato (Termine) e lungo l'adiacente dorsale compresa tra Le Macchie, Conche e M. Rua.

La parte inferiore dell'unità, più grossolana, presenta geometrie marcatamente lenticolari in corpi canalizzati ed è costituita da prevalenti *grainstone* e *rudstone* bioclastici, avana e biancastri, con orbitoline, frammenti di rudiste anche di grandi dimensioni (radiolitidi, caprotine, caprine, requienie), echinodermi e coralli. Si hanno inoltre intercalazioni di livelli bio-intraclastici di *grainstone* sciacquati e poco selezionati, di colore avana, in cui sono presenti alghe incrostanti, clasti neri e sporadici noduli rivestiti. Localmente sono frequenti brecce poligeniche con clasti nocciola di età più antica, grandi bioclasti di rudiste, orbitoline e sporadica selce in frammenti.

Lateralmente, in direzione della cima di M. Rua, la porzione basale dei BLS passa in eteropia ai CCF_a, con aumento in numero e potenza delle lenti di depositi calcarei pelagici.

La parte superiore dell'unità ha uno spessore mediamente minore ed è costituita da *grainstone* bioclastici spesso ben selezionati, biancastri e di aspetto saccaroide, organizzati in strati medio-spessi o massivi, contenenti sporadiche plaghe e frammenti di micriti pelagiche avana e avana chiare, con foraminiferi planctonici, abbondanti frammenti di echinodermi, rudiste e orbitoline. In direzione del M. Rua passano in eteropia alla SBI_a.

PROGETTO CARG

I BLS poggiano sull'unità ECC (*slope* più prossimale) o sulla *Maiolica* (*slope* inferiore/bacino prossimale), con limite piuttosto brusco o discordante. Il limite di tetto con l'unita SCZ_1 è decisamente sfumato, difficilmente riconoscibile per *litofacies* e macrofauna ma solo per la scomparsa delle orbitoline nei risedimenti e comparsa delle prime marginotruncanidi.

Lungo il versante occidentale di M. Lato, spostandosi verso NO, lo spessore dei BLS diminuisce progressivamente sino ad annullarsi per l'effetto di una paleofaglia plausibilmente causa dell'approfondimento dell'area di M. Lato nel Cretacico sup.

La fauna è costituita da resti di echinodermi, rudiste, *Lithocodium aggregatum* Elliott, *Orbitolina (Mesorbitolina) texana* (Roemer), *Orbitolina* (*Conicorbitolina) conica* (D'Archiac), *Rotalipora* sp., *Hedbergella* sp., miliolidi e radiolari. Biozone a *Hedbergella* e *Orbitolina* e a *Rotalipora* e *Orbitolina*.

L'ambiente di sedimentazione è di *slope* superiore.

Lo spessore totale dell'unità è compreso tra 60 m. (M. Lato) e 120-130 m. (settore settentrionale di M. Rua).

Aptiano *p.p.* - Cenomaniano *p.p.*

4.13. - calcareniti e calciruditi a fucoidi (**CCF**)

Questa unità affiora diffusamente nei settori compresi tra M. Rua e C.le San Mauro, lungo l'allineamento M. Marine-La Solagna-M. Castiglione al letto della faglia di M. Marine, a NE di S. Vittorino e lungo la cresta tra Il Pago e M. Mozzano.

All'interno dell'unità sono state distinte due *litofacies* sovrapposte, CCF_a e CCF_b; non è stata invece adottata la suddivisione in tre membri presente in altri fogli CARG dell'Abruzzo, in quanto questi membri non sono stati datati al letto e al tetto e non sempre coincidono fra loro spostandosi da un Foglio a un altro. Grossolanamente le *litofacies* a e b di questo Foglio potrebbero coincidere con i membri 1 e 2 dei CCF dei Fogli abruzzesi (escluso però il F. 349 Gran Sasso, in cui hanno altra età).

I CCF presentano caratteristiche litologiche e sedimentarie simili a quelli affioranti nella successione dei Monti Reatini. Caratteristica peculiare è la cospicua presenza di risedimenti provenienti dal margine della piattaforma carbonatica, entro cui si intercalano depositi pelagici di spessore lateralmente e verticalmente variabile. Verso l'alto aumenta la componente pelagica e diminuisce lo spessore degli strati, che presentano invece geometrie lenticolari e discordanti alla base e al passaggio con la sottostante MAI. Il contatto al tetto è piuttosto brusco e spesso erosivo inconforme con SBI_a.

Procedendo da M. Rua verso M. Lato i CCF passano gradualmente in eteropia laterale ai *calcari bioclastici superiori* (BLS), con decisa riduzione della componen-

PROGETTO CARG

te pelagica, scomparsa delle intercalazioni marnose-calcaree pelagiche e della selce.

Secondo quanto riportato nelle N.I. del F. 349 Gran Sasso (in stampa) e in Van Konijnemburg *et alii* (1999), alla base dei CCF e al tetto della MAD o MAI, sarebbe presente una discontinuità stratigrafica la cui massima estensione coincide con l'intervallo Barremiano sup.-Albiano *p.p*. Nell'area di affioramento dei Monti Rua-Marine-Mozzano, tale discontinuità, se presente, non coinvolge comunque la parte superiore dell'Aptiano e l'Albiano inf., poiché sono stati ritrovati, anche se in condizione di probabile rimaneggiamento, *Rectodictyoconus giganteus* Schroeder, *Palorbitolina* sp. e *Gorbachikella* sp., riferibili all'Aptiano basale.

4.13.1. - *litofacies delle calciruditi e calcareniti con selce* (**CCF_a**)

Questa *litofacies* caratterizza la parte inferiore della formazione; è costituita da calciruditi e calcareniti grossolane, piuttosto cementate, massive o grossolanamente stratificate, con frammenti di rudiste (radiolitidi, caprotine e caprine), echinodermi, coralli e orbitoline, di colore biancastro saccaroide o grigio-nocciola, a luoghi anche scuro. Nella parte intermedio-alta si intercalano sporadici livelli di *packstone-wackestone* con microfauna a planctonici. I livelli calciruditici, quando presenti, sono prevalenti alla base e risultano costituiti da brecce litoclastiche ad elementi da sub-angolosi ad arrotondati, poligenici, eterometrici e policromi, in parte riferibili alla coeva unità di piattaforma (RDO). Tipica di questi livelli è la presenza di clasti di selce marrone, ben riconoscibili e in rilievo sulla superficie degli strati.

Le caratteristiche litologiche e litotecniche di questa *litofacies* (soprattutto cementazione e spessore degli strati) fanno sì che essa abbia un notevole risalto morfologico sui sottostanti depositi fittamente stratificati della *Maiolica* (MAI).

Lo spessore massimo totale della CCF_a si aggira sui 60-70 m, ma in alcuni casi si riduce, come presso Pozza degli Aglioni (area di M. Mozzano).

4.13.2. - *litofacies delle marne e calcareniti con selce* (**CCF_b**)

Questa *litofacies*, quando presente, si ritrova nella parte superiore della formazione e ha spessore minore e con valori più discontinui rispetto alla CCF_a, variando in alcuni casi di spessore anche a distanza di poche decine di metri. È costituita da bio-calcareniti laminate (*packstone* e *grainstone*), avana, grigie e marroni, in strati medi, cui si intercalano *grainstone-rudstone* biancastri, massivi, con abbondanti rudiste ed orbitoline. Sono presenti sottili orizzonti lenticolari di marne e calcari marnosi grigio verdastri (Fig. 45). Caratteristica peculiare è la presenza di abbondante selce scura, frequentemente cariata e decolorata, in lenti e strati spessi anche diversi centimetri.

PROGETTO CARG



Fig. 45 - *Affioramento di marne verdastre entro la litofacies* CCF_b.

La porzione marnosa origina frequentemente piccoli solchi vallivi e rotture di pendio per erosione selettiva, viene inoltre facilmente obliterata da coperture detritiche e/o eluvio-colluviali e ricoperta da vegetazione sia prativa sia arbustiva che la rendono a volte difficilmente individuabile. Per tale motivo nell'area rilevata sono poche le località dove sono stati rinvenute buone esposizioni della CCF_b. Tra queste si evidenziano l'area compresa tra C.le S. Mauro e l'ex cava di Pozza (al limite con il F. 358 Pescorocchiano), quella a NE di S. Vittorino, il versante a letto della faglia di M. Marine (F.te Fumerica) e quello al tetto della faglia di S. Giovanni (versante sud-occidentale di M. Mozzano e Case Giorgi).

Lo spessore della *litofacies* varia da 0 a 40 m.

L'associazione faunistica dell'intera formazione è caratterizzata dalla presenza di resti di rudiste, echinodermi, spicole di spugna, radiolari, *Orbitolina (Mesorbitolina* sp.*), Ticinella* sp.*, Muricohedbergella* sp.*, Macroglobigeinelloides* sp., riferibili alla biozona a *Hedbergella* e *Orbitolina*.

L'ambiente di sedimentazione è riferibile ad uno *slope sl*.

Lo spessore totale della formazione è variabile tra 60 e 110 m.

Aptiano inferiore *p.p.* - Albiano superiore *p.p.*

PROGETTO CARG

4.14. - Scaglia Bianca, *litofacies detritica* (**SBI$_a$**)

Questa *litofacies* è la stessa affiorante nella successione dei Monti Reatini, presenta le medesime caratteristiche e sostituisce nel F. Antrodoco le stesse unità di altri fogli (si veda § 1.16.). È eteropica della parte alta dei *calcari bioclastici superiori* (BLS) e poggia in continuità stratigrafica sui sottostanti CCF$_{a/b}$; inoltre è presente per pochi metri di spessore alla base del versante settentrionale del C.le Ara Grande (ad O di Posta), motivo che ha portato a considerare questa zona come facente parte della successione Monti Rua-Marine-Mozzano e non della limitrofa successione Monte Giano-Monte Gabbia, che è di piattaforma persistente sino al Turoniano inf. *p.p.*

È caratterizzata da *grainstone* e *rudstone* detritici (rudiste, orbitoline, echinodermi, coralli e clasti scuri), avana e biancastri, spesso di aspetto vetroso o saccaroide, in genere classati e con stratificazione incerta, tabulare verso l'alto. Rara presenza di selce e di intercalazioni marnose-calcaree. Presenza di clasti molli micritici a foraminiferi planctonici. Il contatto alla base è netto ed erosivo sulle CCF, solitamente sulla CCF$_b$ ma a luoghi (es. M. Marine) direttamente sulla CCF$_a$, mentre il passaggio di tetto alla SCZ (solitamente SCZ$_1$, ma direttamente a SCZ$_2$ a N di C.le San Mauro, nella zona a SE del Foglio) è molto sfumato al punto che, in campagna, se non sono visibili orbitoline tra i bioclasti, può essere con essa confusa. Nella sola zona di C.le Ara Grande, dove la *litofacies* appare più micritica e più tendente alla tipica *Scaglia Bianca*, il passaggio è al membro cretacico della *Scaglia Rossa* (SAA$_4$). All'estremità sud-orientale del Foglio (zona di San Vittorino) la SBI$_a$ passa direttamente alla *litofacies* a macroforaminiferi oligocenici della *scaglia cinerea detritica* (CDZ$_a$), probabilmente con contatto inconforme lungo una paleoscarpata.

L'associazione faunistica è caratterizzata dalla presenza di resti di rudiste, echinodermi, spicole di spugna, radiolari, *Orbitolina (Mesorbiltolina)* cf. *texana* (Roemer), *Orbitolina (Conicorbitolina) conica* (D'Archiac), *O. (C) cuvillieri* Moullade), *O. (Conicorbitolona)* cf. *moulladei* Billotte, *Muriohedbergella* cf. *planispira* (Tappan), *Macroglobigerinelloides "caseyi"* (Bolli, Loeblich & Tappan), *Favusella washitensis* (Carsey), *Rotalipora ticinensis* (Gandolfi), *Praeglobotruncana stephani* (Gandolfi), *Planomalina buxtorfi* (Gandolfi), *Rotalipora appenninica* (Renz), *R. globotruncanoides* Sigal, *R. greenhornensis* (Morrow). L'intervallo biostratigrafico si riferisce alla biozona a *Rotalipora* e *Orbitolina*, che arriva alla biozona a *Dicarinella* e *Radiolitidae* presso C.le Ara Grande.

L'ambiente di sedimentazione è riferibile ad uno *slope sl.*

Lo spessore dell'unità oscilla intorno ai 40-60 m.

Albiano superiore *p.p.* - Cenomaniano *p.p.* (Turoniano *p.p.* a C.le Ara Grande)

PROGETTO CARG

4.15. - Scaglia Rossa (**SAA**)

Questa unità affiora principalmente nell'area compresa tra M. Lato e Menzano; limitati affioramenti sono a N di Bacugno e ad O di Posta. In quest'ultima località la SAA ha pochissimi risedimenti e spessore molto ridotto (specie il membro cenozoico), come la simile SAA affiorante al tetto della limitrofa successione Monte Giano-Monte Gabbia (§ 1.17.).

In analogia a quanto descritto nella successione dei Monti Reatini, sono stati distinti due membri, SAA_4 (cretacico) e SAA_6 (cenozoico). I due membri sono in gran parte eteropici dei due della *scaglia detritica* (SCZ_1 e SCZ_2), con i quali si interdigitano; laddove affiorino entrambi sono separati dall'interposizione (non cartografabile per l'esiguo spessore) dei *calcari cristallini* (CTN), del Campaniano *p.p.*-Maastrichtiano *p.p.*

La successione è piuttosto continua nell'area di M. Lato-Menzano (con discontinuità stratigrafiche limitate al Paleocene inf.-medio) e nell'area di C.le Ara Grande, mentre è più ridotta procedendo verso M. Rua-M. Marine-M. Mozzano, dove la SAA viene sostituita dalla *scaglia detritica* (SCZ). La base della SAA viene datata al Coniaciano *p.p.*, poggia quasi sempre sulla SCZ_1, raramente sulla *litofacies detritica* (SBI_a) (Tav. 1), verso l'alto passa alla *scaglia variegata* (VAS) (area M. Lato) o alla *scaglia cinerea detritica* (CDZ) (zona Menzano).

L'ambiente di sedimentazione è di *slope*-alto strutturale, con zone di probabile *bypass*.

Lo spessore totale è piuttosto variabile, da alcune decine di metri fino ad un massimo di 250 - 350 m.

4.15.1. - *membro calcilutitico di Bacugno* (**SAA_4**)

Questo membro affiora da M. Lato fino a C.le Ara Grande, con le stesse litologie (*mudstone* a planctonici) già riconosciute nella successione dei Monti Reatini (§ 1.17.1.); sono presenti, oltre alla selce, intercalazioni detritiche con frammenti di echinodermi, coralli e abbondanti rudiste (radiolitidi e hippuritidi in prevalenza).

Il membro SAA_4 manca completamente nella successione di M. Rua e in tutta la struttura a NE della faglia di M. Marine (M. Marine, M. Castiglione, Marana, M. Mozzano), dove viene sostituito dalle più detritiche SCZ_1 e SCZ_{1a}.

L'unità passa superiormente al membro superiore, SAA_6, quasi ovunque (tranne che a NO di Basanello) con l'interposizione, a partire dal Campaniano *p.p.*, della formazione biodetritica dei *calcari cristallini* (CTN). Poggia sulla *scaglia detritica* turoniano/coniaciana (SCZ_1), tranne che a C.le Ara Grande (e forse a C.le Leoncina, dove non affiora la base), dove poggia sulla SBI_a.

L'associazione faunistica è la stessa già descritta nella successione dei Monti

PROGETTO CARG

Reatini (§ 1.17.1.), e permette di riferire tali sedimenti all'intervallo compreso tra la parte alta della biozona a *Dicarinella concavata* e la biozona a *Contusotruncana contusa/Racemiguembelina fructicosa*. Tra i nannofossili, sebbene in cattivo stato di conservazione, sono state riconosciute soltanto forme resistenti non indicative tipo *Watznaueria* spp., *Thoracosphaera* sp. Un unico campione ha permesso l'attribuzione alla biozona CC25 del Maastrichtiano per la presenza di *Micula murus* (Martini, 1961) Bukry, 1973, *Micula decussata* Vekshina 1959, *Watznaueria barnesiae* (Black, 1959) Perch-Nielsen, 1968, *Watznaueria* sp., *Ephrolithus* sp., *Quadrum gothicum* Deflandre 1959.

Lo spessore massimo del membro viene valutato attorno ai 170-180 m a M. Lato e C.le Ara Grande; si riduce sino a pochi metri o è assente procedendo verso NO. A SE di M. Lato è rappresentato solo da circa 20 m di micriti decolorate a planctonici del Santoniano.

Coniaciano *p.p.* (Turoniano *p.p.* a C.le Ara Grande) - Maastrichtiano *p.p.*

4.15.2. - *membro calcilutitico-calcarenitico di S. Giusta* (**SAA_6**)

Questo membro affiora nella dorsale di M. Lato, a S di Menzano e, molto più ad O, presso C.le Leoncina e a C.le Ara Grande. Inoltre sono presenti anche piccoli affioramenti (Casale Recchiuti, NNO di M. Marine) con appoggio sulla *scaglia detritica* cretacica (SCZ_1), ma non cartografabili a questa scala.

Anche questo membro ha le stesse caratteristiche litologiche e faunistiche già descritte nella successione dei Monti Reatini (§ 1.17.2.).

I massimi spessori del membro, valutati attorno ai 50-100 m, sono stati rilevati nell'area di M. Lato e C.le Ara Grande, per poi ridursi spostandosi verso SE. Nella dorsale M. S. Lorenzo-Marana e lungo la cresta di M. Mozzano, invece, è completamente sostituito dall'eteropica SCZ_2. Presso C.le Leoncina il membro ha spessore di circa 25 m e poggia su 1,2 m di risedimenti cretacici correlabili con i *calcari cristallini* (CTN) e non cartografabili.

Il membro SAA_6 poggia quasi sempre sui CTN (talvolta su pochissimi strati maastrichtiani di SAA_4 sovrastanti i CTN), fatta eccezione per le aree a NO di Basanello, di C.le Leoncina e C.le Recchiuti, dove i CTN non sono cartografabili per l'esiguo spessore e il SAA_6 è sostituito da pochi metri di SCZ_2 poggianti sui CTN. Il passaggio verso l'alto alla *scaglia variegata* (VAS) è con un aumento della componente marnosa e strati sottilmente stratificati.

La microfauna costituita da *Globanomalina pseudomenardii* Bolli), *Morozovella acutispira* (Bolli & Cita), *M. acuta* (Toulmin), *M. occlusa* (Loeblich & Tappan), *Subbotina sp.* permette di attribuire un'età Paleocene sup. *p.p.* (biozona a *Globonomalina pseudomenardii p.p.*; P4b, c), che viene estesa fino al Luteziano *p.p.* (biozona a *Hantkenina nuttalii*) in base ai dati di letteratura e a considerazioni stratigrafiche.

PROGETTO CARG

Thanetiano - Luteziano *p.p.*
Pertanto l'età dell'intera formazione SAA è:
Coniaciano *p.p.* (Turoniano *p.p.* a C.le Ara Grande) - Luteziano *p.p.*

4.16. - calcari cristallini (**CTN**)
(*cfr. formazione di Orfento -OFE- nel F.349 Gran Sasso*)

Le caratteristiche paleoambientali, litologiche e faunistiche di questa unità sono le stesse già descritte in quella affiorante nella successione dei Monti Reatini, a cui si rimanda (§ 1.18). Nell'area dei Monti Rua-Marine-Mozzano i CTN sono stati cartografati quando interposti tra il membro SAA_4 ed il membro SAA_6; laddove il loro spessore sia risultato incartografabile sono stati inglobati entro il membro cretacico della *scaglia detritica* (SCZ_1) o come SCZ_2.

Lo spessore è variabile da pochi m (incartografabili a questa scala) (zona C.le Leoncina/Bacugno), a 10-15 m (zona C.le Ara Grande) fino a 30-35 m (zona M. Lato-Menzano); nel settore estremo S del Foglio (zona Santi) i CTN sono presenti con spessori massimi dell'ordine di 20-25 m con al tetto 20-30 m di brecce con clasti di età maastrichtiana immersi in una matrice paleogenica (simili alla *litofacies* SAA_{6a} della successione dei Monti Reatini); per tale motivo le brecce sono state attribuite alla soprastante unità SCZ_2, che poggia quindi sui CTN e non su SCZ_1.

L'età viene attribuita per posizione stratigrafica, per correlazione con i CTN presenti nei Monti Reatini e in base ai dati di letteratura (parte bassa e media della biozona a *Globotruncana, Globotruncanita* e *Orbitoides*).
Campaniano *p.p.* - Maastrichtiano *p.p.*

4.17. - scaglia detritica (**SCZ**)

Questa unità affiora estesamente lungo le dorsali di M. Lato-M. Rua e presso i paesi di Santi e Casaline; inoltre è presente nelle aree di M. Marine e di M. Mozzano.

La SCZ è costituita da una successione in *facies* di *slope s.l.*, con risedimenti bioclastici di varia potenza e granulometria, provenienti dalle aree di piattaforma a partire dal Cenomaniano sup. e fino all'Eocene medio *p.p.* L'unità è stata suddivisa in due membri, SCZ_1 (cretacico) e SCZ_2 (cenozoico). Similmente alla successione dei Monti Reatini, anche qui non sono stati ritrovati livelli riferibili al Paleocene inf. e medio. Nel membro SCZ_1, infine, è stata distinta una *litofacies* calcarenitico-micritica (SCZ_{1a}), inframmezzata all'interno delle *facies* più detritiche.

La SCZ poggia sui BLS (M. Lato, M. Rua) o sulla SBI_a (M. Rua sud, Cavallari, S. Vittorino, dorsali M. Marine-M. Castiglione e M. Mozzano); mentre poggia sui

PROGETTO CARG

CTN nella zona di Basanello e a SE di Menzano-Santi.

L'ambiente di sedimentazione è *slope s.l.*

Lo spessore complessivo della formazione è molto variabile, da un minimo di ca. 20-50 m tra M. Lato e Colli-Teora, dove la SCZ è datata al Cenomaniano sup.-Coniaciano *p.p.* e passa superiormente alla SAA_4 o direttamente alla SAA_6 (appena a S della cava di Sabbia di Termine), ai 200-250 m di M. Mozzano e M. Castiglione-Marana, dove copre l'intero intervallo Cenomaniano sup.-Luteziano *p.p.*

4.17.1. - *membro calcarenitico-calciruditico* (**SCZ_1**)

Questo membro affiora in tutte le aree dove risulta presente l'unità SCZ. Su M. Lato affiora limitatamente all'intervallo Cenomaniano sup.-Coniaciano *p.p.*

Il membro è costituito da *grainstone* da molto grossolani a medio-fini e *packstone* biancastri, più sottilmente stratificati verso la parte medio/alta, con abbondanti frammenti di echinodermi e radiolitidi, coralli e clasti scuri. Sono inoltre presenti intercalazioni di *packstone* fini-*wackestone* saccaroidi, a planctonici e abbondanti calcisphaerulidi, a volte laminati (*litofacies* $SCZ1_a$, dopo descritta).

Il limite superiore del membro SCZ_1 è variabile da zona a zona: tra M. Lato e Basanello e nei pressi di C.le Rusciu-Menzano passa al membro SAA_4 nel Coniaciano *p.p.*; nella zona di M. Marine-M. Castiglione-Marana e, più a NE, a M. Mozzano-Il Pago, si ha il passaggio al membro SCZ_2 con l'interposizione, nella parte campaniano-maastrichtiana, dei CTN, qui non sufficientemente potenti da essere cartografati separatamente ma inglobati nel membro SCZ_2. Sul versante settentrionale di M. Rua, infine, SCZ_1 passa al membro SCZ_2 attraverso un *gap* sedimentario che comprende l'intervallo Santoniano (o Coniaciano sup. *p.p.*)-Paleocene inf., probabilmente dovuto a processi di non deposizione o rimozione del sedimento (probabile area di *by pass*). All'estremità orientale di quest'ultima zona (versante N di C.le San Mauro) SCZ_1 risulta assente ed il *gap* sedimentario si estende dalla SBI_a cenomaniana al membro SCZ_2 cenozoico.

4.17.1.1.- litofacies delle calcareniti e micriti chiare (**SCZ_{1a}**)

Questa *litofacies* affiora in modo esteso a letto della faglia di M. Marine, nelle dorsali di M. Castiglione-Marana e Il Pago-M. Mozzano. Rappresenta una *facies* di *slope* distale eteropica al membro SAA_4, con maggior contenuto di risedimenti, minore contenuto in fauna pelagica e contenuto in selce molto ridotto. La *litofacies* si ritrova all'interno del membro SCZ_1 rappresentandone la porzione del Coniaciano *p.p.*-Campaniano *p.p.*

PROGETTO CARG

È costituita da *packstone* e *wackestone* biancastri a foraminiferi planctonici, in strati medi e sottili ben evidenti, talvolta laminati, alternati a *grainstone-rudstone* spesso saccaroidi, con abbondanti frammenti di rudiste, coralli, echinodermi, briozoi, bivalvi e clasti neri, che diventano prevalenti al tetto della *litofacies* prima di passare nuovamente al membro SCZ_1. La selce è piuttosto rara o del tutto assente; ove presente è costituita da liste ed arnioni di forma irregolare, decolorata o grigiastra.

Lo spessore massimo è di ca. 70-100 m a letto della faglia di M. Marine, tra M. Castiglione e Marana, mentre diminuisce fino ad essere di pochi metri nei pressi di M. Marine. Nella dorsale di M. Mozzano non supera i 50-80 m.

L'associazione faunistica dell'intero membro SCZ_1 è costituita da resti di echinodermi, rudiste, prismi di Inocerami, *Orbitoides* sp., *Siderolites* sp., *Rotalipora greenhornensis* (Morrow), *Praeglobotruncana stephani* (Gandolfi), *Witheinella baltica* Douglas & Rankin, *W. praehelvetica* (Trujillo), *Dicarinella imbricata* (Mornod), *D. primitiva* (Dalbiez), *D. concavata* (Brotzen), *D. asymmetrica* (Sigal), *Marginotruncana renzi* (Gandolfi), *M. pseudolinneiana* Pessagno, *M. undulata* (Lehmann), *M. sinuosa* Porthault, *Globotruncana lapparenti* Brotzen, *G. linneiana* (D'Orbigny), *G. arca* (Cushman), *Globotruncanita elevata* (brotzen), *G. conica* (White), *Ganserina wiedenmayeri* (Gandolfi), *Racemiguembelina frutticosa* (Egger), *"Stomiosphaera" sphaerica* Kaufmann, rotalidi e miliolidi. Tale associazione permette di riferire il membro SCZ_1 dalla biozona a *Dicarinella* e *Radiolitidae* a parte della biozona a *Globotruncana, Globotruncanita* e *Orbitoides*.

Lo spessore complessivo del membro SCZ_1 risulta compreso tra un minimo di 20-50 m a M. Lato e Menzano ai circa 150 m nell'area del M. Mozzano.

Cenomaniano *p.p.* - Maastrichtiano *p.p.*

4.17.2. - *membro calciruditico-calcarenitico* (**SCZ_2**)

Questo membro affiora nell'area situata tra Teora-Basanello-M. Rua-Casaline-Menzano e, più a N, lungo le dorsali di M. Marine-Marana e di M. Mozzano-Il Pago. Come in precedenza specificato non affiora a M. Lato.

Rappresenta una *facies* di *slope s.l.* eteropica e più detritica del membro pelagico SAA_6.

Il membro è costituito da *grainstone* e *packstone* grigio chiari e biancastri, a luoghi di aspetto cristallino, contenenti macrofauna a frammenti di echinodemi, coralli e bivalvi, cui si intercalano *wackestone* da avana-grigiastri a giallini, più raramente rosati, con abbondante microfauna a foraminiferi planctonici. A diverse altezze sono presenti intercalazioni lenticolari di calcareniti a macroforamiferi risedimentati, che possono anche raggiungere lo spessore di alcune decine di

PROGETTO CARG

metri verso il tetto, fino a diventare localmente prevalenti. La selce, discontinua, mostra colorazioni tra l'avana e il rosso mattone.

Nelle aree di Teora-Basanello e di Casaline-Menzano SCZ_2 passa lateralmente verso NO ai coevi depositi di SAA_6, e poggia sui CTN. Superiormente il membro SCZ_2 passa solitamente alla *scaglia cinerea detritica* (CDZ), mentre passa alla *scaglia variegata* (VAS) nella sola zona di Basanello.

Il contenuto faunistico è caratterizzato da briozoi, alghe rosse, spicole di spugna, *Polystrata alba* (Pfender) Denizot, miliolidi, rotalidi, *Discocyclina* sp., *Miscellanea* sp., *Elazigina lenticula* (Hottinger), *E. subsphaerica* (Sirel), *Ornatorotalia granum* Benedetti, Di carlo & Pignatti, *Orbitoclypeus* sp., *Ranikothalia* sp., *Glomalveolina* sp., *Nemkovella* sp., *Alveolina* sp., *Plumokathina* sp., *Globanomalina ehrenbergi* (Bolli), *G. pseudomenardii* (Bolli), *Morozovella occlusa* (Loeblich & Tappan), *M. acutispira* (Bolli & Cita), *Igorina albeari* (Cushman & Bermudez), *Subbotina* sp., ed ha permesso di riferire questa porzione dell'unità al Selandiano *p.p.*-Eocene inf. (biozone P4 e SBZ3-SBZ11). L'età viene estesa sino al Luteziano *p.p.* (biozona SBZ13) in base ai dati di letteratura e a considerazioni stratigrafiche.

Lo spessore massimo cartografato del membro è di ca. 80-90 m (area di M. Mozzano).

Selandiano *p.p.* - Luteziano *p.p.*

L'età della intera formazione SCZ è pertanto:
Cenomaniano *p.p.* - Luteziano *p.p.*

4.18. - scaglia variegata (**VAS**)

Questa unità affiora lungo la dorsale M. Lato-Basanello, al nucleo dell'anticlinale di C.le Leoncina (a S del M. Boragine) e sulla dorsale di C.le Ara Grande (ad O di Posta).

I caratteri litologici e faunistici sono già stati descritti nelle successioni dei Monti Reatini (§ 1.20.) e M. Giano-M. Gabbia (§ 3.24.), a cui si rimanda. Presso C.le Ara Grande la VAS è più calcarea, con un'associazione del Cuisiano inf.-medio (*Nummulites* sp., *Discocyclina* sp., *Alveolina* sp., *Medocia blayensis* Parvati, *Ornatorotalia granum* Benedetti, Di carlo & Pignatti, *Orbitoclypeus* sp., *Assilina* sp., miliolidi, textulariidi, briozoi, alghe rosse), risedimentata nell'Eocene medio (presenza di *Acarinina bullbroki* (Bolli), *Turborotalia* cf. *possagnoensis* (Toumarkine & Bolli), *Pseudohastigerina micra* (Cole), *Globigerinatheka* sp. e *Hantkenina* sp.).

Tra Basanello e Piedirua, nonché in tutta la dorsale di M. Castiglione-M. Marine e di M. Mozzano, la VAS viene sostituita da un livello, spesso da 20 a 70 m,

PROGETTO CARG

di calcareniti con abbondanti macroforaminiferi, in strati medi e amalgamati a geometria lenticolare, cartografati entro l'unità CDZ. È invece completamente assente nell'area di San Vittorino, dove mancano anche i depositi riferibili alla *Scaglia Rossa*.

Il passaggio al sottostante membro SAA_6 è brusco e caratterizzato dall'aumento di spessore degli strati, diminuzione della selce e dalla netta diminuzione della componente marnosa. Quello alla soprastante *Scaglia Cinerea* (SCC) è graduale, con aumento della componente marnosa e scomparsa delle intercalazioni rossastre a vantaggio di quelle grigiastre.

L'ambiente è di *slope* distale-bacino prossimale.

Lo spessore totale dell'unità è compreso tra i 20 e i 40 m.

L'età viene attribuita in base alla correlazione con la VAS delle altre aeree del Foglio e ai dati di letteratura.

Luteziano *p.p.* - Priaboniano *p.p.*

4.19. - Scaglia Cinerea (**SCC**)

Questa unità affiora lungo il versante nord-orientale della dorsale M. Lato-Basanello-Teora, al nucleo dell'anticlinale di C.le Leoncina (a S del M. Boragine) e lungo la valle del Fiume Velino a SO e a N di Posta.

I caratteri litologici e faunistici sono già stati descritti nella limitrofa successione Monte Giano-Monte Gabbia (§ 3.25.).

Negli affioramenti sopracitati sono stati riconosciuti sia una ricca fauna a foraminiferi planctonici che macro e microforaminiferi risedimenti (tra cui *Nephrolepidina* sp., *Eulepidina* sp., *Neorotalia* sp., *Heterostegina* sp., *Amphistegina* sp., *Victoriella* sp., *Planorbulina* sp.), echinodermi e più raramente bivalvi, alghe calcaree e coralli.

La SCC poggia di solito sulla VAS con passaggio graduale, diminuzione della componente marnosa e la comparsa della tipica colorazione rossastra o avana-rosata della VAS, tranne che negli affioramenti dal paese di Teora, verso SE, dove il passaggio è eteropico alla parte bassa della *scaglia cinerea detritica* (CDZ) per una netta diminuzione della componente biodetritica e aumento della componente marnosa. Il passaggio alla soprastante *unità spongolitica* (SPT) è caratterizzato dall'aumento della componente calcareo micritica e diminuzione di quella marnosa, dalla variazione di colore (avana), dall'ispessimento degli strati e dalla comparsa di livelli con tipiche patine di ossidazione giallastro-ocracee. Negli affioramenti più occidentali (C.le Leoncina e V.le del Velino) il passaggio alla SPT è contrassegnato più chiaramente (e così cartografato) dalla interposizione della *litofacies* SPT_a, ricca in macroforaminiferi del Chattiano sup.(§ 5.1.1.).

L'ambiente è di *slope* distale/bacino prossimale.

PROGETTO CARG

Lo spessore totale dell'unità è compreso tra gli 80-90 metri dell'area di M. Lato e i 100-130 metri di Teora e Basanello.

L'età viene attribuita in base alla posizione stratigrafica e ai dati disponibili in letteratura.

Priaboniano *p.p.* - Chattiano

4.20. - scaglia cinerea detritica (**CDZ**)

Questa unità affiora diffusamente nell'area a S di Teora e lungo il versante nord-orientale della dorsale Marana-M. Castiglione-M. Marine. All'estremo SE del Foglio affiora inoltre una particolare *litofacies calcarenitico-calciruditica* (CDZ_a), descritta in seguito. La CDZ rappresenta il corrispettivo eteropico, in *facies* di *slope s.l.,* della *scaglia variegata* (VAS) e della *Scaglia Cinerea* (SCC). A SE di Teora la CDZ si interdigita con la SCC, sostituendola progressivamente verso SE.

Presenta i caratteri litologici e faunistici della CDZ affiorante nella successione dei Monti Reatini (§ 1.21.). Nella parte inferiore della CDZ è prevalente la componente detritica con risedimenti a macroforaminiferi (lepidocycline, amphistegine ed heterostegine), mentre verso l'alto la componente pelagica diviene più abbondante ed i risedimenti più rari. Il passaggio fra i due litotipi è talvolta brusco in corrispondenza di una superficie piuttosto regolare e ben riconoscibile (area di M. Castiglione e poco a NO di M. Marine), lungo la quale sono presenti brecce caotiche con clasti a discocycline e nummuliti, *clay-chip* di marne verdastre e glauconitiche e *wackestone* a planctonici. Al di sopra della superficie affiorano alcuni metri di marne e marne calcaree grigio-verdastre molto simili alla *Scaglia Cinerea*. Questi depositi poggiano anche sull'unità CDZ_a, distinta entro CDZ per la maggiore abbondanza e prossimalità dei depositi contenenti macroforaminiferi, oltreché per un minor contenuto di planctonici. Il passaggio da CDZ_a a CDZ nella zona di San Vittorino è brusco ed è rappresentato da un livello brecciato di spessore 50-100 cm, con colorazioni dal vinaccia al rosso mattone al grigio-verdastro, con significato di probabile *hard-ground* deposizionale.

Il contenuto micropaleontologico della CDZ è costituito per i macroforaminiferi da *Heterostegina* gr. *reticulata* Rutimeyer, *Heterostegina* spp., *Silvestriella tetraedra* (Gumbel), *Gyroidinella magna* Le Calvez, *Gypsina moussaviani* Brugnatti & Ungaro, *Nummulites* spp., *Spiroclypeus* sp., *Discocyclina* spp., *Nemkovella* sp., *Orbitoclypeus* spp., *Neorotalia* spp., *Cycloclypeus* sp., *Amphistegina* spp., *Halkyardia maxima* Cimerman, *Victoriella conoidea* (Rutten), *Operculina complanata* Defrance, *Nephrolepidina* cf. *praemarginata* (Douvillé), *N. morgani* Lemoine & R. Douvillé, *Eulepidina formosoides* Douvillé, *Eulepidina* sp., *Risananeiza* sp., *Neorotalia viennoti* (Greig),

PROGETTO CARG

Borelis vonderschmittii (Schweighauser), *Borelis* sp., *Planorbulina bronnimanni* Bignot & Decrouez, *Miniacina multicamerata* (Pallas), *Miniacina* sp., *Sphaerogypsina* sp.; in associazione con miliolidi, textulariidi, echinidi, briozoi, alghe rosse e *Subterraniphyllum thomasii* Elliott. I foraminiferi planctonici, mal conservati e non riconoscibili a livello specifico, sono caratterizzati dalla presenza di "*Globigerina*" sp., *Globoquadrina* sp. e globorotalidi.

Tale associazione permette di riferire l'unità all'intervallo Bartoniano *p.p.* (SBZ18) - Chattiano sup. (SBZ23), facendo quindi ipotizzare un possibile *gap* deposizionale in questa parte della successione Monti Rua-Marine-Mozzano corrispondente all'intervallo Luteziano *p.p.*-Bartoniano *p.p.* (Tav. 1).

L'ambiente di sedimentazione è di rampa intermedia/distale.

Lo spessore è compreso tra i 20 metri e i 150-200 metri.

4.20.1. - *litofacies calcarenitico-calciruditica* (**CDZ_a**)

Questa *litofacies* è presente in tre separati affioramenti nella sola zona di San Vittorino, C.le Ribaldo e San Nicola, all'estremo SE del Foglio. È costituita da calcareniti bioclastiche (*floatstone, packstone e grainstone* in prevalenza) avana e nocciola, in strati medi, più raramente spessi, con sporadica glauconite, più abbondante verso l'alto. Sono presenti macro e microforaminiferi bentonici, più o meno concentrati in nuvole, maggiormente rielaborati nella parte medio-alta della *litofacies*. Si hanno inoltre abbondanti resti di echinodermi, bivalvi, coralli, briozoi e alghe calcaree; sono presenti clasti molli con fauna a planctonici e rara matrice a planctonici, in aumento verso l'alto. In località San Vittorino questa *litofacies* poggia direttamente, con contatto inconforme, sulla *litofacies* SBI_a, probabilmente in *onlap* su una paleoscarpata formatasi durante l'annegamento cretacico-paleogenico della piattaforma che potrebbe avere interessato anche questa parte di *slope* (§ 3.19.). Verso l'alto è troncata da un livello brecciato di spessore 50-100 cm, osservabile a C.le Ribaldo e San Nicola.

Il contenuto faunistico della porzione basale è rappresentato da *Archaias* sp., *Austrotrillina brunni* Marie, *A. paucialveolata* Grimsdale, *Austrotrillina* sp., *Borelis inflata* Adams, *B.* cf. *pygmaea* Hanzawa, *Peneroplis* cf. *flabelliformis* Sirel & Özgen-Erdem, *Praearchaias* sp., *Halkyardia maxima* Cimerman, *Planorbulina bronnimanni* Bignot & Decrouez, *Neorotalia lithotamnica* (Uhlig), *N. viennoti* (Greig), *Neorotalia* sp., *Nephrolepidina praemarginata* (Douvillè), *Eulepidina formosoides* Douvillè, *Operculina complanata* Defrance, *Amphistegina* sp., indicando un'età rupeliana superiore (SBZ22A). In associazione si hanno briozoi, alghe rosse, echinodermi e coralli (*Leptoseris*, *Caulastrea* sp.). Verso l'alto si ha un'età riferibile al Chattiano *p.p* (SBZ22B-23 *p.p.*) in base alla presenza di *Austrotrillina brunni*, *Borelis inflata*, *Spiroloculina* sp., *Peneroplis*

PROGETTO CARG

sp., *Gypsina* sp., *Planorbulina* sp., *Sphaerogypsina globulus*, *Victoriella conoidea* (Rutten), *Neorotalia lithotamnica*, *N. viennoti*, *Risananeiza crassaparies* Benedetti & Briguglio, *Risananeiza* sp., *Nephrolepidina morgani* Lemoine & Douvillè, *Nephrolepidina* spp., *Eulepidina formosoides* Douvillè, *Eulepidina* sp, *Cycloclypeus* sp., *Heterostegina* sp., *Operculina* sp., *Nummulites* sp., *Spiroclypeus* sp., *Amphistegina* sp., in associazione con rari foraminiferi planctonici non determinabili, briozoi, echinodermi e alghe rosse.

Lo spessore totale della *litofacies*, rilevabile componendo i tre diversi affioramenti della zona menzionati, risulta compreso tra 90 e 120 metri.

L'ambiente di sedimentazione è di rampa carbonatica da prossimale/porzione più distale della rampa intermedia.

L'età dell'intera formazione CDZ risulta quindi:

Bartoniano *p.p.* - Chattiano

5. - SUCCESSIONE COMUNE OLIGO-MIOCENICA

A partire dall'Oligocene sup., più chiaramente nel Miocene inf. e medio, in tutte le aree del Foglio si instaura una sedimentazione di rampa carbonatica degradante dai settori S-SO verso NO e NE, in parziale accordo con la paleogeografia miocenica dell'Appennino centrale ricostruita da Brandano & Corda (2002) e Corda & Brandano (2003). La profondità della rampa carbonatica miocenica e gli spessori delle formazioni risentono della paleogeografia ereditata fin dal *rifting* giurassico, poi modificata dalle successive fasi tettoniche distensive cretaciche e paleogeniche (§ VIII 1.2. e 1.3.). In generale si può comunque affermare che con i termini carbonatici miocenici si ha nel F. Antrodoco una sorta di appianamento dei forti dislivelli morfotettonici creatisi precedentemente con la tettonica sinsedimentaria.

Nel Miocene sup., con l'orogenesi in avanzamento progressivamente in tutto l'Appennino da O verso E (Elter *et alii*, 1995), anche le aree del F. Antrodoco entrano in flessurazione e si sedimentano prima delle emipelagiti (UAM) e a seguire i flysch torbiditici di avanfossa (UAP e LAG). Questa avanfossa non va però intesa come una semplice e geometricamente omogenea conca a deposizione terrigena, in quanto risulta variamente articolata dalla tettonica sia pre- che sinorogenica.

5.1. - unità spongolitica (**SPT**)

Questa formazione affiora molto diffusamente nel F. Antrodoco. Si ritrova al letto della linea OAS (§ VIII 2.1.) e cartografata sia come SPT_c (a S di Micigliano,

PROGETTO CARG

si veda § 2.4.1.), sia come SPT/SPT_a/SPT_b (a N di Micigliano, estremo S dell'area Monti Rua-Marine-Mozzano, a M. Marine e a NE di Marana). Poggia sulla *Scaglia Cinerea* (SCC), sulla *scaglia cinerea detritica* (CDZ) e sulla *scaglia condensata* (SGC), molto spesso (affioramenti centrali e nord-occidentali del Foglio) attraverso una particolare *litofacies* spessa pochi metri (SPT_a, dopo descritta).

L'*unità spongolitica* è stata precedentemente suddivisa nel *membro di Guadagnolo* (SPT_1) e nel *membro di Tornimparte* (SPT_2) (Comitato coordinamento Area Appennino Centrale, 2001); in questo Foglio si è però preferito non attribuire il nome di un membro alla formazione, ma sono state distinte due *litofacies*.

La SPT è costituita da calcareniti, dall'ocra al nocciola, più o meno grossolane (*packstone*/*grainstone*), laminate, con abbondanti ossidi di Fe e spicole di spugna (specie la porzione basale aquitaniana), con biosomi, fosfati e glauconite, in diminuzione verso l'alto e verso le zone paleotopograficamente più esterne della rampa (come nell'area di Marana). Sono presenti intercalazioni di marne e marne calcaree fogliettate in aumenta verso l'alto e verso le zone più distali (N-NE), spesso scure e fetide, con spicole. A luoghi si rileva la presenza di selce in sottili liste e di livelli marnosi scuri bioturbati.

Gli strati sono da massivi e spesso amalgamati, a volte con accenni di losangatura nella parte bassa, via via più fini e distinti verso l'alto e verso l'esterno.

La SPT passa superiormente alla formazione delle *marne con cerrogna* (CRR), in genere definibile litologicamente con l'aumento della frazione argillosa, meno spicole e glauconite, stratificazione più netta e tabulare, e micropaleontologicamente con la comparsa dei generi *Praeorbulina* sp. e, a seguire, *Orbulina* sp., indicando la parte alta del Burdigaliano (secondo gli schemi biozonali di Iaccarino & Premoli Silva, 2007). Non è però escluso che sia diacrono e avvenga in momenti diversi lungo la rampa carbonatica.

A S dell'allineamento Posta-Borbona-Cesaproba detto passaggio, ove affiorante, è stato convenzionalmente posto in corrispondenza della presenza di un tipico orizzonte, di spessore compreso fra 1 e 4 metri, formato da *packstone* fini a planctonici, di colore scuro (esteriormente ocra-arancioni), con stratificazione sottile, fittamente laminati e caratteristicamente pervasi di lingue molto fini di selce nera (Fig. 46).

A N di questo allineamento e negli affioramenti più sud-occidentali del Foglio (zona del M. Porillo) detto orizzonte o non è stato segnalato o è molto meno evidente, con pochissima o nulla selce presente (come a N di Marana e fra Menzano e Casaline), e con invece presenti dei livelli marnosi. Questo orizzonte selcifero al tetto dell'SPT probabilmente coincide con il momento di forte risalita sia della curva eustatica che della temperatura intorno ai 16 M.a. (Haq *et alii*, 1988; Hardenbol *et alii*, 1998; Brandano & Corda, 2002; Snedden & Liu, 2010; De Boer *et alii*, 2010), di poco susseguente a una forte caduta del livello marino e vicino al passaggio Burdigaliano/Langhiano (TB 2.3 in Haq *et alii*, 1988). Detto

PROGETTO CARG



Fig. 46 - *Costa Palomba, SE di Borbona. Intervallo selcifero al passaggio fra l'unità spongolitica (SPT) e le marne con cerrogna (CRR), plausibilmente correlabile all'evento Monterey.*

evento è anche segnalato da Grasso *et alii* (1994) in varie aree del Mediterraneo centrale. Questo momento coincide inoltre con il passaggio da *facies* più prossimali a più distali della rampa carbonatica centro appenninica (Corda & Brandano 2003) e potrebbe correlarsi con *l'hardground* descritto nel § 2.4. e presente nelle aree più prossimali di deposizione della SPT. È correlabile inoltre con un deterioramento delle condizioni trofiche ed espansione delle *facies* oligofotiche ed afotiche (Brandano *et alii*, 2017) e con l'inizio del *Monterey Carbon Isotope Excursion* (Woodruff & Savin, 1991) e del *Middle Miocene Climatic Optimum* (MMCO, 17-14.7 Ma, Zachos *et alii*, 2001) (Tav. 1).

5.1.1. - *litofacies a micriti avana e macroforaminiferi* (**SPT_a**)

Questa *litofacies*, ove presente, segna il passaggio stratigrafico fra la SPT e le sottostanti *Scaglia Cinerea* (SCC) o *scaglia cinerea detritica* (CDZ). È stata cartografata nella zona centro-settentrionale del Foglio ma è sporadicamente presente (e non cartografata) anche alla base della *litofacies* SPT_c (§ 2.4.1.) o dei CBZ_2 (§ 2.5.) della successione del Monte Nuria. Non è invece presente nelle aree di testata (o prossime alla testata) dei paleoblocchi annegati di piattaforma

carbonatica cretacico/paleogenici (§ 3.19.) (M. Gabbia-Capo Antico e sul C.le di q. 1038 a E di Antrodoco). La *litofacies* è parzialmente correlabile con le *calcareniti a macroforaminiferi* (CFR_2) del F. 358 Pescorocchiano e del F. 366 Palombara Sabina.

La SPT_a è formata dall'alternanza di strati metrici (max decine) (Fig. 47) formati da: calcari fini e subordinate marne e marne calcaree, con planctonici, ossidi di ferro e rara glauconite; calciruditi a macroforaminiferi, massive, con glauconite e fosfati; calcareniti grossolane con glauconite, briozoi, echinidi e rari macroforaminiferi. È spesso presente selce scura in lenti ed arnioni.

L'ambiente di sedimentazione, in base alla componente faunistica, è quello di una rampa intermedia/parte prossimale di rampa distale, in zona oligofotica/afotica (*sensu* Pomar, 2001); ciò in accordo a situazioni simili descritte in Maiella da Brandano *et alii* (2012).

Stratigraficamente questa *litofacies* potrebbe correlarsi, dal punto di vista litologico (selce nera, glauconite) e temporale con la base della formazione bacinale del *Bisciaro* (Aquitaniano basso, ma non basale); le analisi micropaleontologiche sia sui macroforaminiferi che sui foraminiferi planctonici e sui nannofossili (*Nephrolepidina morgani* (Lemonie & Douvillé), *Neorotalia lithotamnica* (Uhlig), *Eulepidina* sp., *Miogypsina* sp., *Amphistegina* sp., *Operculina* sp. in



Fig. 47 - *Zona di Costa Grande (N di Posta). Strati della litofacies SPTa in giacitura rovescia. Sono evidenti gli intervalli calcarenitici formati per la maggior parte da macroforaminiferi.*

PROPRIETÀ

associazione con textulariidi, miliolidi, echinidi, briozoi e alghe rosse; *Catapsydrax* sp., *Globoquadrina* sp., "*Globigerina*" sp., globorotalidi in associazione con rari foraminiferi bentonici e spicole di spugna; *Sphenolithus moriformis* (Brönnimann & Stradner,1960) Bramlette & Wilcoxon, 1967, *Cyclicargolithus abisectus* (Müller, 1970) ≤ 10μ, *C. floridanus* (Roth & Hay, 1967) Bukry,1971, *Coccolithus pelagicus* (Wallich, 1877) Schiller, 1930, *Dictyococcites bisectus* (Hay, Mohler & Wade, 1966) Bukry & Percival, 1971, *Dictyococcites* spp.) indicano però un'età chattiana *p.p*., correlando la *litofacies* con la base del membro di Guadagnolo descritto in Brandano *et alii* (2015) (biozona SBZ23) e definito anche da Civitelli *et alii* (1986a, b) e da Barbieri *et alii* (2003/4), e ponendola in eteropia alla parte alta della SCC di bacino.

La sua deposizione dovrebbe coincidere con il ciclo regressivo del Chattiano sup. (Hardenbol *et alii*, 1998), mentre il passaggio al resto della formazione SPT dovrebbe corrispondere all'incirca con il limite Oligocene-Miocene o con la base del Miocene, registrato nella porzione oligo-miocenica affiorante in Maiella (formazione di Bolognano) e in altre successioni dell'Appennino centrale (Mutti *et alii*, 2006; Brandano *et alii*, 2015, 2016).

In aree invece in cui l'*unità spongolitica* si sovrappone alle testate dei paleoalti strutturali ereditati dalla tettonica cretacico/paleogenica (Col Maggio, versante settentrionale M. Gabbia, a S e N di Micigliano e limite S del Foglio), la *litofacies* SPT_a non è chiaramente identificabile in quanto la sedimentazione è probabilmente in condizioni di rampa più prossimale e la formazione SPT inizia direttamente al passaggio Chattiano sup./Aquitaniano, con uno spessore ridotto. In questi casi al di sopra della *scaglia condensata* (SGC), che arriva alla fine dell'Oligocene (§ 3.20.), si ritrovano, nella parte bassa, da pochi metri a poche decine di metri di calcareniti da fini a grossolane, losangate, con noduli e liste di selce scura, contenenti foraminiferi planctonici, frammenti di macroforaminiferi, resti di echinodermi e briozoi, spugne in frammenti o intere (Fig. 48), spicole di spugna, glauconite e punti rossi; sono intercalati rari strati decimetrici di *rudstone* scuri a macroforaminiferi (fra cui miogypsine e macroforaminiferi rimaneggiati dell'Eocene) e marne calcaree scure.

È spesso presente un intervallo ricco in glauconite e denti di pesce, probabilmente correlabile con l'*hardground* burdigaliano rilevato in Maiella (Mutti & Bernoulli, 2003; Brandano *et alii*, 2017).

5.1.2. - *litofacies selcifera* (**SPT_b**)

Questa *litofacies* affiora lungo il versante nord-orientale della dorsale M. Lato-Basanello-M. Rua e nell'area di Santi Casaline, con caratteri simili alla coeva formazione bacinale del *Bisciaro* (BIS). È caratterizzata dalla presenza di selce da marrone scura a grigia, generalmente piuttosto abbondante, soprattutto nella parte

PROOF COPY



Fig. 48 - *Spugne intere e in frammenti all'interno della parte basale dell'unità spongolitica (SPT).*

inferiore, organizzata in strati sottili, livelli irregolari e/o lenticolari di spessore pluri-centimetrico; nell'area di Santi Casaline, invece, sono stati ritrovati nella parte bassa della formazione, ma non cartografati a parte, livelli vulcanoclastici a diverso grado di rimaneggiamento. Anche lo spessore della *litofacies selcifera* (fra 100 e 150 metri) risulta minore di quello normalmente misurato per la formazione SPT (circa 250m).

Il contenuto fossilifero della SPT, non comprensivo della *litofacies* SPT_a, oltre alle caratteristiche spicole, è rappresentato da echinidi, briozoi, molluschi, di-

scordibi, rotalidi, buliminidi, bolivinidi, textularidi, alghe rosse, *Nephrolepidina* (tra cui *N. tournoueri* (Lemoine & Douvillé)), *Neorotalia* sp., *Miogypsina* sp., *Amphistegina* sp., *Heterostegina* sp., *Operculina* sp., *Planorbulina* sp., *Globigerinoides* gr. *trilobus* (Reuss), *Globoquadrina dehiscens* (Chapman, Parr & Collins), *Paragloborotalia* spp., *Elphidium* sp., *Lenticulina* sp., *Helicosphaera carteri* (Wallich, 1877) Kamptner, 1954, *H. mediterranea* Müller, 1981, *Sphenolithus belemnos* Bramlette & Wilcoxon, 1967, *S. heteromorphus,* Deflandre, 1953, *Sphenolithus moriformis, S.* cf. *conicus* Bukry, 1971, *Dictyococcites bisectus*, *Dictyococcites* spp., *Cyclicargolithus floridanus.*

Considerando come base anche la *litofacies* SPT_a, la SPT è ascrivibile dalla biozona a *Miogypsinoides* (SBZ23) a buona parte della biozona a *Miogypsina globulina* (SBZ25 *p.p.*).

L'ambiente di sedimentazione è assimilabile ad una rampa intermedia oligofotica e parte esterna distale afotica (*sensu* Pomar, 2001).

Lo spessore della formazione è variabile in funzione della variabilità della paleotopografia e della posizione della rampa su cui si è deposta, ed arriva ad un massimo di 250 metri.

Chattiano *p.p.* - Burdigaliano superiore *p.p.*

5.2. - marne con cerrogna (**CRR**)

Questa unità affiora diffusamente nella parte centrale e centro-settentrionale del Foglio, ed in alcuni affioramenti nel settore più meridionale del Foglio. Normalmente giace al di sopra *dell'unità spongolitica* (SPT) e talvolta ne può essere in piccola parte eteropica (es a N di Micigliano).

Si tratta di prevalenti calcari marnosi (*wackestone*) e marne calcaree grigi o grigio-avana se alterati, grigio/biancastri al taglio fresco, e marne/marne argillose, con foraminiferi planctonici. La stratificazione è generalmente netta, tabulare, da decimetrica a metrica, con frattura concoide negli strati più calcarei, spesso con laminazioni piano parallele. Sono presenti intercalazioni biodetritiche, frequenti verso la parte mediana dell'unità, costituite da *rudstone-grainstone*, spesso laminati, con resti di briozoi, ditrupe, balanidi, echinidi, pectinidi, alghe rosse e foraminiferi bentonici (*Amphistegina* sp., *Heterostegina* sp.). Questi orizzonti probabilmente coincidono temporalmente con una generale fase di abbassamento del livello marino (parte terminale del Langhiano) e con lo sviluppo di *facies* di rampa più prossimale nelle aree più meridionali e più a S del F. Antrodoco (*calcareniti a punti rossi*, CBZ_2, § 2.5., F. 375 Tivoli, in stampa).

Rara è la presenza di spicole, che si ritrovano soprattutto nella parte bassa dell'unità, a luoghi concentrate in singoli strati. Saltuariamente sono stati ritrovati anche echinidi interi (*Toxopatagus italicus* (Manzoni & Mezzetti, 1877), *Pe-*

PROGETTO CARG

ricosmus latus (Agassiz & Desor, 1847), del Langhiano-Tortoniano (com. pers. di G. Ventura, ISPRA). A luoghi, nella parte medio-alta, il sedimento carbonatico risulta silicizzato per metasomatismo, come evidenziato dalla presenza di "occhi" di selce nera e grigio-scura a planctonici. Poco a S di Posta, lungo la S.S.4 Salaria, è affiorante una particolare *litofacies* formata da *packstone* e *wackestone* grigi, verdastri e nocciola, con glauconite e presenza di *hard-ground*s, a foraminiferi planctonici (Globorotaliidae, *Globigerinoides* spp., *Praeorbulina* cf. *sicana, Globoquadrina* sp.), rari foraminiferi bentonici e rare spicole di spugna.

Poco a N di C.le Ferricciaro (SE di Borbona) è stato ritrovato, all'interno della parte bassa della formazione, un olistolite di alcuni metri cubi formato da calcari di piattaforma interna/retromargine del Cretacico inf. (parte alta), a testimonianza di un possibile (locale?) influsso della tettonica nel passaggio fra le calcareniti più prossimali della SPT e i calcari marnosi della CRR.

Al tetto il passaggio alla UAM_2 è sfumato in alcuni metri o poche decine di metri di spessore ed è marcato da un progressivo aumento della frazione marnoso-argillosa, dal colore più scuro, dalle frequenti bioturbazioni e dalla forte presenza di *Orbulina s.p.* Nell'area compresa fra Gabbia, Cagnano Amiterno e S. Giovanni ed inoltre a S di Lonaro le CRR sono in diretto contatto con esigui spessori di UAM_3. In questo caso l'età di tetto delle CRR, pur rimanendo entro il Tortoniano, è da considerarsi più giovane (fine della biozona a *Neogloboquadrina acostaensis*).

La base della formazione è dubitativamente datata al Burdigaliano sup. *p.p.*, ma non è escluso che il passaggio da SPT sia diacrono, cominciando prima nelle aree più esterne (parte NO del Foglio).

L'associazione faunistica è costituita da *Praeorbulina* sp., *Orbulina suturalis* Brönnimann, *O. universa* (D'Orbigny), *Globigerinoides* spp., *G.* gr. *trilobus* (Reuss), *G. obliquus* Bolli, *Globorotalia* cf. *praemenardii* Cuhmann & Stainforth, *G. gr. menardii* (D'Orbigny) *G. scitula* (Brady), *Neogloboquadrina* cf. *acostaensis* (Blow), *Dentoglobigerina sp.*, Globorotaliidae, *Lenticulina* sp., Anomalinidae, Nodosariidae, Textulariidae, resti di echinidi, bivalvi, briozoi, spicole di spugna e coproliti. Il contenuto di nannofossili calcarei è costituito da *Coccolithus pelagicus* (Wallich 1877) Schiller, 1930, *C. miopelagicus* Bukry,1971, *Sphenolithus moriformis* (Brönnimann & Stradner, 1960) Bramlette & Wilcoxon, 1967 *S.abies* Deflandre,1954, *Cyclicargolithus floridanus* (Roth & Hay,1967) Bukry, 1971, *C. abisectus* (Muller, 1970) Wise, 1973, *Helicosphaera carteri* (Wallich, 1877) Kamptner, 1954, *Reticulofenestra pseudoumbilicus* (Gartner, 1967) Gartner, 1969, *Calcidiscus premacintyrei* Theodoridis,1984, *Calcidiscus macintyrei* (Bukry & Bramlette, 1969) Loeblich & Tappan,1978, *Discoaster bellus,* Bukry & Percival, 1971, *D. brouweri* Tan Sin Hok, 1927, emend. Bramlette & Riedel, 1954, *Discoaster* spp. a sei raggi, coccosfere intere. Dalla biozona a *Praeorbulina* sp. a parte (o localmente tutta) la biozona a *Neogloboquadrina acostaensis.*

PROGETTO CARG

L'ambiente di sedimentazione è di rampa esterna distale.

Lo spessore per quanto sopra detto risulta molto variabile, con un massimo di circa 250 metri.

Burdigaliano superiore *p.p.* - Tortoniano *p.p.*

5.3. - unità argilloso - marnosa (**UAM**)

Questa unità affiora in varie zone del Foglio. All'estremo S si ritrova al tetto delle *facies* più prossimali della successione carbonatica miocenica del Foglio (unità CBZ_2, **§** 2.5.); nella parte centrale si ritrova lungo due fasce a direzione NO-SE che decorrono da Borbona a Cagnano Amiterno e da Piedimordenti a Marana, al tetto delle *marne con cerrogna* (CRR); infine è presente al letto della linea tettonica OAS, al limite settentrionale del Foglio.

Questa unità testimonia la prima flessurazione dell'avampaese a seguito dell'avanzare dell'orogene in compressione. Gli spessori sono molto variabili e risentono della paleotopografia articolata pre-flessurazione ereditata.

L'unità è suddivisa in tre membri (in accordo con il Comitato coordinamento Area Appennino centrale, 2001), posti in successione verticale, di cui il più basso è presente solo all'estremo S del Foglio (al di sopra dei CBZ_2), mentre solo il terzo è stato sempre cartografato. Sempre nella parte S del Foglio, pur riconoscendo in campagna i diversi membri, ma con spessori esigui, è stata cartografata come generica UAM. L'ambiente di sedimentazione è emipelagico afotico, in graduale approfondimento passando da UAM_1 a UAM_3 (da 300-450 m di profondità a 1200 m; Carminati *et alii*, 2007) a testimonianza della rapida flessurazione di un bacino di avanfossa in formazione.

5.3.1. - *membro delle marne calcaree* (**UAM_1**)

Questo membro è stato cartografato nella sola zona SO del Foglio (successione del Monte Nuria), al di sopra dei CBZ_2. Sono calcareniti più o meno marnose (di più verso l'alto) e grossolane (*packstone/wackestone*), grigio scure al taglio fresco e ocracee per alterazione, subordinatamente bioclastiche, con glauconite ed ossidi, bioturbate, massive in basso (con accenni di losangatura) e più foglie-ttate verso l'alto. Superiormente il membro passa alla UAM_2 per un netto aumento della componente terrigena e delle bioturbazioni, la diminuzione della glauconite, il colore più scuro e la stratificazione sottile.

Sono riconoscibili resti di echinodermi, molluschi (tra cui pectinidi), spicole di spugna (in alcuni livelli abbondantissime), foraminiferi planctonici (*Globigerinoides trilobus* (Reuss), *Orbulina suturalis* Brönnimann, *O. universa*

PROGETTO CARG

D'Orbigny, *Globorotalia* gr. *menardii* (D'Orbigny), *G.* cf. *miozea* Finlay, *G.* gr. *scitula* (Brady), *Neogloboquadrina* cf. *acostaensis* (Blow)) e più rari bentonici (*Lenticulina* sp., textularidi, nodosaridi, lagenidi, cibicidi, rare amphistegine, heterostegine) e ditrupe. Il contenuto in nannofossili, molto scarso, è rappresentato da *Sphenolithus moriformis moriformis* (Brönnimann & Stradner,1960) Bramlette & Wilcoxon,1967, *Coccolithus pelagicus* (Wallich 1877) Schiller, 1930, *Helicosphaera carteri* (Wallich 1877) Kamptner, 1954, *Calcidiscus premacintyrei* Theodoridis,1984, *Reticulofenestra pseudoumbilicus* (Gartner, 1967) Gartner, 1969. Tali associazioni indicano un'età dalla biozona a *Globigerinoides obliquus* a parte della biozona a *Neogloboquadrina acostaensis.*

L'ambiente è di rampa distale, più interna rispetto alla coeva parte sommitale delle *marne con cerrogna* (CRR).

Lo spessore è variabile da pochi metri a 25-30 metri.

Serravalliano *p.p.* - Tortoniano *p.p.*

5.3.2. - *membro delle marne a* Cylindrites (**UAM_2**)

Questo membro poggia generalmente al di sopra delle CRR, con spessori molto variabili, raramente non cartografabili. Al tetto della successione del Monte Nuria poggia invece sul membro UAM_1 con marne, calcareniti fini marnose e, verso l'alto, marne argillose fogliettate nerastre e rara glauconite.

Sono alternanze di marne e marne calcaree grigio-nerastre, in strati sottili e medi, intensamente bioturbate (*Cylindrites, Chondrites* e più raramente *Fucoydes*), con bivalvi e *fecal-pellets* (Fig. 49).

Sono presenti sottili intercalazioni calcarenitiche.

Sono sempre presenti orbuline e, a luoghi, molte spicole (specie in basso).

Il passaggio alla UAM_3 è marcato da un ulteriore aumento della componente terrigena fine, dalla stratificazione meno evidente o appena accennata e dalla netta diminuzione dei *Cylindrites*.

L'associazione micropaleontologica è costituita da *Praeorbulina* sp., *Orbulina suturalis* Bronnimann, *O. universa* (D'Orbigny), *Globigerinoides* spp., *G. trilobus* (Reuss), *G. obliquus* Bolli, *G. sacculifer* (Brady), *Globorotalia* gr. *menardii* (D'Orbigny), *G. scitula* (Brady), *Neogloboquadrina acostaensis* (Blow), *Dentoglobigerina* sp., *Uvigerina* spp., *Lenticulina* sp., Anomalinidae, Cibicididae, Nodosariidae, resti di echinidi e bivalvi (pectinidi). Il contenuto in nannofossili calcarei è rappresentato da *Coccolithus pelagicus* (Wallich 1877) Schiller, 1930, *Dictyococcites* spp., *Sphenolithus* spp., *Helicosphaera carteri* (Wallich 1877) Kamptner, 1954, *Reticulofenestra* spp., *R. pseudoumbilicus* (Gartner, 1967) Gartner, 1969, *Calcidiscus macintyrei* (Bukry & Bramlette, 1969) Loeblich & Tappan, 1978, *Discoaster variabilis* Martini & Bramlette,

PROGETTO CARG

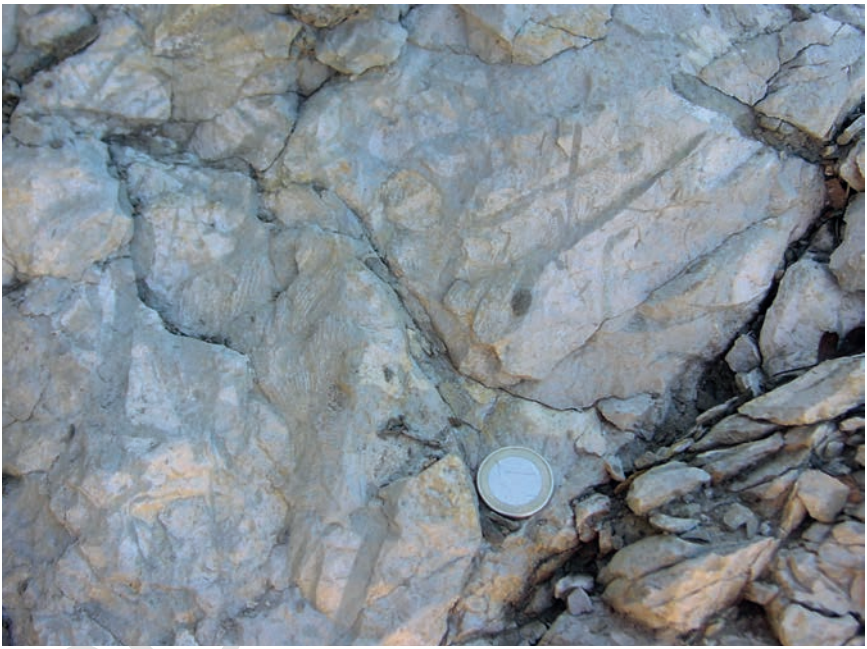


Fig. 49 - *Località Fraschiedo. Icnofaune all'interno del membro UAM$_2$.*

1963, *D. bellus gr., D. pentaradiatus* Tan, 1927, Bramlette & Riedel, 1954. Parte medio-superiore della biozona a *Neogloboquadrina acostaensis.*

L'ambiente è di rampa distale emipelagica.

Lo spessore è variabile da pochi metri a qualche decina di metri.

Tortoniano *p.p.*

5.3.3. - *membro delle argille ad* Orbulina (**UAM$_3$**)

Questo membro è presente sempre al di sopra di UAM$_2$, di cui ne ricalca le aree di affioramento, ma a luoghi (zona di Cagnano-Amiterno e Lonaro) si ritrova direttamente al di sopra delle CRR, eteropiche di tetto con UAM$_2$. In campagna molto spesso gli affioramenti di UAM$_3$ sono scarsamente visibili (copertura vegetale) o affiora solo la parte superficiale alterata dell'unità.

Si tratta di marne argillose ed argille grigio-brune e verdastre ricche di foraminiferi planctonici, fra cui, tipicamente, *Orbulina* sp. (Fig. 50), bioturbate, talvolta con orizzonti argillosi neri a frustoli vegetali e resti carboniosi.

A luoghi (ad es. a N-NE di Piedimordenti), sia alla base che verso il tetto



Fig. 50 - *Monte Mucchia. Affioramento del membro delle argille a Orbulina (UAM_3).*

dell'unità, sono presenti alcuni livelli carbonatici torbiditici laminati, spessi al massimo 15 cm, formati da *packstone* marroni più o meno fini contenenti ditrupe, foraminiferi planctonici e bentonici.

L'unità passa bruscamente ai termini flyscoidi delle formazioni UAP e LAG, di solito attraverso le loro *facies* arenacee più grossolane (UAP_a e LAG_{4c}), tranne che nella zona di Borbona-C.li della Croce e nella zona di Micigliano, dove alla base dei flysch è presente una *associazione arenaceo-pelitica*, nel secondo caso spessa solo alcuni metri (e quindi non cartografata).

L'associazione micropaleontologica è costituita da *Orbulina universa* D'Orbigny, *Globorotalia* gr. *scitula* (Brady), *Neogloboquadrina acostaensis* (Blow), *N. humerosa* (Takayanagi & Saito), *Globorotalia* gr. *menardii* (D'Orbigny), *Globigerinoides extremus* Bolli & Bermudez, *Globorotalia suterae* Catalano & Sprovieri, *G. saheliana* Catalano & Sprovieri, *G. conomiozea* Kennett, *Cibicidoides italicus* (Di Napoli), *Anomalinoides helicinus* (Costa), *Uvigerina striatissima* (Perconig), *U. rutila* Cushman & Todd, *Siphonina reticolata* (Czizek), *Bigenerina nodosaria* D'Orbigny, *Martinottiella communis* (D'Orbigny). Tale associazione è indicativa dell'intervallo compreso tra la biozona a *Globigerinoides extremus* e quella a *Globorotalia conomiozea p.p.*

L'associazione a nannofossili è rappresentata da: *Coccolithus pelagicus* (Wallich 1877) Schiller, 1930, piccoli reticulofenestridi rappresentati da *Dictyococcites* spp., *Reticulofenestra* spp., *Helicosphaera carteri* (Wallich 1877) Kamptner, 1954, *H.* cf. *H. selli sensu* Raffi *et alii* (2003), *R. pseudoumbilicus* (Gartner, 1967) Gartner, 1969, *Calcidiscus macintyrei* (Bukry & Bramlette, 1969) Loeblich & Tappan, 1978, *Discoaster variabilis* Martini & Bramlette, 1963, *D. bellus* gr., *D. brouweri* Tan Sin Hok 1927 emend. Bramlette & Riedel, 1954, *D. pentaradiatus* Tan Sin Hok, 1927, *D. surculus* Martini & Bramlette, 1963, *D. asymmetricus* Gartner, 1969; con età riferibile alla parte alta del Tortoniano, biozone MNN10b e MNN11a.

Lo spessore varia da 10 a 40 m.

Tortoniano *p.p.* - Messiniano inferiore *p.p.*

L'età dell'intera formazione è pertanto

Serravalliano *p.p.* - Messiniano inferiore *p.p.*

5.4. - unità arenaceo-pelitica (**UAP**)

(*cfr. complesso torbiditico alto miocenico laziale-abruzzese nel F. 358 Pescorocchiano*).

Questa unità rappresenta nel F. Antrodoco l'evoluzione ad ambiente di avanfossa della successione carbonatica dell'area del Monte Nuria (§ 2.). Nel limitrofo F.358 Pescorocchiano la UAP è affiorante nei più estesi flysch del Salto e di Tornimparte (e nel flysch della Val Roveto affiorante ancora più a SE, Vezzani & Ghisetti, 1998). Come età e *facies* questo flysch è molto simile alla *associazione di facies* LAG_{4c} della *formazione della Laga* (LAG) affiorante al tetto delle successioni carbonatiche del Monte Giano-Monte Gabbia e dei Monti Rua-Marine-Mozzano. Viene distinto dal membro LAG_4 in accordo con quanto fatto nel limitrofo F. 358 Pescorocchiano ed in quanto la UAP si è deposta, nel F. Antrodoco, probabilmente all'interno di un solco minore dell'avanfossa (bacino confinato), limitato a NE dalla faglia diretta *pre-thrusting* di Antrodoco (§ VIII 1.4.5.).

La UAP affiora in una piccola area nella zona sud-occidentale del Foglio, a S e SO di Micigliano e Antrodoco. Poggia normalmente sulla UAM_3, ma lungo la direttrice Antrodoco-Micigliano poggia in netta discordanza sulle unità carbonatiche mesozoiche e cenozoiche della successione Monte Giano-Monte Gabbia rialzatesi al *footwall* della faglia di Antrodoco. Affioramenti spettacolari in questo senso si hanno sul C.le Frontino e a C.le S. Angelo, dove sono presenti in più luoghi grosse plaghe o rilievi di arenarie in contatto inconforme con le unità CCD_a, RDO_a e SPT.

Dell'unità affiora la sola *litofacies* arenacea UAP_a.

PROGETTO CARG

5.4.1. - *associazione arenacea* (**UAP_a**)

È costituita principalmente da arenarie quarzoso-feldspatiche giallastre e rossastre, in strati molto spessi o massicci o localmente con lamine parallele e convolute al tetto. Si hanno anche orizzonti amalgamati di notevole spessore. Il rapporto arenaria/pelite è molto maggiore di 1. Subordinatamente, e specialmente nell'area di Micigliano, verso la base dell'unità si hanno intercalazioni di *facies* arenaceo-pelitiche di tipo II, come descritte nella LAG_{4b} (§ 5.5.1.3.). In questi casi si ritrovano sequenze di Bouma complete e rapporto arenaria/pelite fra 1 e 3. Nelle *facies* più fini si ritrovano anche controimpronte da corrente, tipo *flute casts e groove casts*. Inoltre, in alcuni luoghi (S di Antrodoco, C.le Rinaldo, a S di Micigliano e Borgo Velino), nella parte bassa della formazione si ritrovano immersi *olistoliti* (**ol**) (fino a alcune centinaia di m^3) di CBZ_2 e UAM.

L'ambiente di sedimentazione della UAP_a è assimilabile ad una avanfossa confinata per l'azione di una faglia sinsedimentaria sin-orogenica (faglia di Antrodoco, § VIII 1.4.5.) (Milli & Moscatelli, 2000).

Lo spessore massimo affiorante raggiunge i 400-500 metri.

L'età, in base ai dati di letteratura (Cipollari & Cosentino, 1991; Centamore *et alii*, 1991a; Artoni, 2003) e in quanto la UAP poggiante su UAM_3, risulta Messiniano inf. *p.p.* (biozona NN11b).

Messiniano inferiore *p.p.*

5.5. - formazione della Laga (**LAG**)

I sedimenti torbiditici silicoclastici riferibili alla *formazione della Laga* (Mutti & Ricci Lucchi, 1972; Centamore *et alii*, 1991a, b) affiorano nel settore centrale e nord-orientale del Foglio e fanno parte della porzione sud-occidentale di questo bacino di avanfossa (Centamore *et alii,* 1991b). Essi costituiscono le dorsali montuose confinate verso S dai *thrust* del M. Gabbia-M. Calvo (§ VIII 2.2.1.) e del Gran Sasso-M. Mozzano (§ VIII 2.3.3.) e verso O dalla linea OAS (§ VIII 2.1.).

Precedentemente la *formazione della Laga* è stata suddivisa in tre principali unità litostratigrafiche (Centamore *et alii*, 1991a), alle quali è stato attribuito il rango di membri, riconoscibili a scala regionale. Nel F. Antrodoco, per motivi di correlazione fra fogli CARG, è utilizzata la suddivisione del limitrofo F. 349 Gran Sasso. Dal basso verso l'alto essi sono: 1) *membro del Lago di Campotosto* (LAG_4); 2) *membro gessoarenitico* (LAG_5); 3) *membro di Teramo* (LAG_6). Nel F. Antrodoco affiorano solo sedimenti riferibili al LAG_4.

L'inizio della sedimentazione del LAG_4 avviene in modo repentino al di sopra dei sedimenti emipelagici della UAM_3. Il passaggio stratigrafico tra queste due unità è visibile ampiamente negli affioramenti centrali e meridionali di LAG_4 nel

PROGETTO CARG

Foglio. Nell'area compresa tra C.li della Croce e Borbona l'associazione di *facies* iniziale della sequenza torbiditica (dopo descritta) al di sopra di UAM_3 è riferibile all'associazione *arenaceo-pelitica II*, mentre in tutte le altre aree all'*associazione arenacea*. Nel primo caso si assiste anche a un vistoso *pinch-out* verso SE del LAG_4, probabilmente in quanto in questa zona la sedimentazione è avvenuta su un bordo rialzato di bacino (*basin plane edge*, si veda Centamore *et alii*, 1990).

Relativamente allo studio delle paleocorrenti effettuato nel Foglio sono state misurate diverse impronte e controimpronte da corrente. Queste si dispongono secondo due principali gruppi, in accordo con Centamore *et alii* (1991a) e Milli *et alii* (2007): il più diffuso ha direzione compresa tra 150° e 190° e flussi provenienti da N; il subordinato con direzione variabile tra 40° e 90° e flussi provenienti rispettivamente da SO ed O (per probabili fenomeni di riflessione, Bigi *et alii*, 2008).

5.5.1. - *membro del Lago di Campotosto* (**LAG_4**)

È costituito da alternanze di arenarie, peliti e rari livelli di microconglomerati. In affioramento sono state individuate, in conformità con quelle già distinte nel F. 349 Gran Sasso, quattro diverse associazioni di *facies* sulla base del rapporto arenaria/pelite; descritte e classificate secondo lo schema di Ricci Lucchi (1980): *associazione arenacea* (LAG_{4c}); *associazione arenaceo-pelitica I* (LAG_{4d}); *associazione arenaceo-pelitica II* (LAG_{4b}); *associazione pelitico-arenacea* (LAG_{4e}).

5.5.1.1.- associazione arenacea (**LAG_{4c}**)

È costituita da prevalenti arenarie giallastre quarzoso-feldspatiche, con miche e femici, a granulometria da media a grossolana, rapporto arenaria/pelite molto maggiore di 1 o indefinito e grado di cementazione variabile. Gli strati sono da medi a molto spessi, frequenti quelli saldati a formare dei corpi litoidi omogenei e massivi che possono raggiungere svariati metri di spessore, con strutture interne assenti o difficilmente riconoscibili; la gradazione è poco apprezzabile o assente. Talvolta è presente al tetto dello strato un sottile livello laminato che può essere seguito da un sottile livello pelitico centimetrico, talora eroso dall'evento successivo, portando gli strati in contatto ad amalgamarsi. L'amalgamazione è marcata talora da *clay chips* e livelli di frustoli vegetali. Sono presenti, a luoghi, strati con laminazione spessa e piano parallela, che raramente verso l'alto diventa leggermente ondulata e/o convoluta.

La geometria degli strati è irregolare, sia tabulare che lenticolare; quella lenticolare presenta assottigliamenti e chiusure laterali sia bruschi che graduali, alla

PROGETTO CARG

scala ettometrica o maggiore. Frequenti sono i contatti basali erosivi, talora marcati da *clay balls* (Fig. 51).

Relativamente alle *facies* riconosciute risultano preponderanti, secondo la classificazione di Ricci Lucchi (1980), le B_1 e B_2, ma sono presenti anche la A_1 e A_2 e meno frequenti le intercalazioni di C_1 e C_2.

L'associazione arenacea costituisce la prevalenza della porzione basale del membro LAG_4 (tranne che fra C.li della Croce e Borbona).



Fig. 51 - *Base erosiva in uno strato di LAG_{4c}.*

5.5.1.2. - associazione arenaceo-pelitica I (**LAG_{4d}**)

È costituita da un'alternanza di orizzonti arenacei e arenaceo-pelitici. I primi sono molto simili a quelli della LAG_{4c} ma differenti essenzialmente per la granulometria mediamente più fine, la stratificazione più sottile, la maggiore presenza di laminazioni piano-parallele e ondulate e per la presenza di peliti laminate. Sono comunque diffusi anche gli strati massivi e amalgamati, generalmente privi di strutture interne, che formano orizzonti di alcuni metri di spessore. Gli orizzonti arenaceo-pelitici presentano generalmente strati da sottili a spessi. Il rapporto arenaria/pelite è mediamente compreso tra 3 e 10.

Gli orizzonti di LAG_{4d} presentano sia una buona continuità laterale sia una geometria lenticolare, con chiusure laterali brusche o graduali, visibili sia a scala dell'affioramento sia su maggiori distanze. I contatti basali sono da netti a erosivi.

Sono relativamente diffuse le impronte di erosione da corrente (*flute casts)* e da trascinamento (*groove casts)* e impatto (solchi continui, rettilinei e uniformi; subordinatamente solchi discontinui convergenti e solchi discontinui paralleli alternati).

Le sequenze di Bouma più diffuse sono quella completa T_{a-e} e quella superiore laminata, con laminazione spessa, piano parallela, che talvolta al tetto può diventare ondulata e/o incrociata. Le *facies* riconosciute sono analoghe a quelle della LAG_{4c}, tuttavia nell'associazione in esame le *facies* B_1 e B_2 sono sempre prevalenti; fra le presenti, ma meno frequenti, le C_1 e C_2 sono le più abbondanti.

Nella parte media e alta del membro LAG_4 affiorante nel Foglio (zona nord-orientale) si osserva una continua alternanza della LAG_{4d} con la successiva a*ssociazione arenaceo-pelitica II* (LAG_{4b}), tanto che a volte si è dovuto procedere a necessarie semplificazioni cartografiche nel caso di fitte intercalazioni.

5.5.1.3. - associazione arenaceo-pelitica II (**LAG_{4b}**)

È costituita da un'alternanza di orizzonti arenaceo-pelitici e pelitico-arenacei, con strati in prevalenza sottili e medi, subordinatamente spessi. Il rapporto arenaria/pelite è mediamente compreso tra 1 e 3. Le arenarie sono da medie a molto fini, in strati generalmente decimetrici, più raramente metrici con base netta; le peliti, generalmente laminate, sono in strati da centimetrici a pluri-decimetrici. Le sequenze più comuni sono quella completa di Bouma (Fig. 52).

Sono relativamente diffuse le impronte di erosione da corrente e da onda; le tipologie più comuni sono analoghe a quelle descritte per l'*associazione arenaceo-pelitica I* (LAG_{4d}).

Gli strati presentano geometrie tabulari, con chiusure laterali graduali negli orizzonti più arenacei, visibili anche alla scala dell'affioramento.

Gli intervalli pelitico-arenacei e arenaceo-pelitici presentano *facies* C, D_1 e D_2, quelli arenacei B_1 e C_1.

Fra Colli della Croce e Borbona la LAG_{4b} poggia sulla UAM_3, mentre diffusamente si alterna ripetutamente con la LAG_{4d} e la LAG_{4e}

5.5.1.4. - associazione pelitico-arenacea (**LAG_{4e}**)

Si tratta di prevalenti orizzonti pelitico-arenacei grigiastri, in strati sottili e sottilissimi, con geometria prevalentemente tabulare e con rapporto arenaria/

PROGETTO CARG



Fig. 52 - *Le tipiche sequenze di Bouma all'interno della litofacies* LAG_{4b}.

pelite <1 (Fig. 53). Gli strati presentano laminazioni sottilissime, che danno alla roccia un caratteristico aspetto fogliettato. Frequenti sono le forme di erosione di tipo calanchivo.

Frequenti a diverse altezze stratigrafiche sono le intercalazioni di sottili orizzonti arenaceo-pelitici, con strati da sottili e medi.

Sono rappresentate essenzialmente le *facies* D_1 e D_2, subordinatamente la C.

La LAG_{4e} occupa la parte alta della sequenza torbiditica affiorante nel Foglio, alternata con l'a*ssociazione arenaceo-pelitica II*.

Procedendo nel Foglio da O verso E in generale ci si alza nella successione relativa alla *formazione della Laga* e si osserva un progressivo incremento della



Fig. 53 - *Affioramento dell'associazione pelitico-arenacea (LAG_{4e}) a S di Poggio Cancelli.*

componente pelitica e riduzione del rapporto arenaria/pelite, associato alla diminuzione dello spessore degli strati arenacei, cosa che suggerisce un generale approfondimento degli ambienti di sedimentazione in questa direzione. In affioramento questo *trend* evolutivo non ha però sempre continuità fisica a causa di una tettonica compressiva e transpressiva che ha causato l'elisione di porzioni della sequenza sedimentaria ponendo a contatto termini non originariamente in continuità stratigrafica.

Lo spessore totale del *membro del Lago di Campotosto* nel F. Antrodoco è di circa 1200 m, sebbene una valutazione certa sia difficile a causa della tettonica. Nel F. 349 Gran Sasso lo spessore affiorante è stato valutato in circa 1100 metri.

Per quanto riguarda l'età di base della *formazione della Laga*, la letteratura non fornisce dati univoci ma variabili in funzione dell'area di bacino analizzata. Centamore *et alii* (1978) hanno interpretato che nella parte centrale del bacino l'arrivo delle torbiditi avvenga nel Tortoniano sup., mentre nelle aree marginali la base della formazione è collocabile nel Messiniano inf. Successivamente Centamore *et alii* (1991a) attribuiscono l'inizio della deposizione silicoclastica al Messiniano inf., Bigi *et alii* (2008) e Marini *et alii* (2011) collocano questo evento

di nuovo nel Tortoniano sup., Milli *et alii* (2007) nel Tortoniano sommitale. Nel contiguo F. 349 Gran Sasso il *membro del Lago di Campotosto* (LAG_4) è riferito al Messiniano *p.p.* (biozona atipica *p.p.*). Nel F. Antrodoco i campioni analizzati risultano non databili, la scarsa associazione a nannofossili presente è mal conservata e non significativa a causa dell'intenso rimaneggiamento. Essendo però la sottostante unità UAM_3 datata da letteratura al Messiniano inf. *p.p.* come tetto, si ritiene questa come età di base della *formazione della Laga*.

Messiniano inferiore *p.p.*

PROGETTO CARG

PROGETTO CARG

PROGETTO CARG

VII - STRATIGRAFIA DEI DEPOSITI QUATERNARI

1. - INTRODUZIONE

Lo studio delle successioni post-orogeniche quaternarie è stato sviluppato integrando i dati geologici e geomorfologici di terreno con l'analisi di foto aeree, dei modelli digitali del terreno e delle immagini LiDAR.

Ricostruzioni di sottosuolo sono state ottenute grazie a prospezioni geofisiche e log stratigrafici messi a disposizione da enti pubblici e privati (ENEL, 1969; Regione Abruzzo, 2010; ANAS, 2011, rapporti inediti), alla reinterpretazione di molte stratigrafie di sondaggi, reperite presso privati ed enti pubblici, e allo studio diretto di carote di sondaggi presenti nell'area.

Per la ricostruzione di un *record* sedimentario più completo, nei bacini di Pizzoli-Barete, di Cascina e di Montereale sono stati realizzati appositi sondaggi profondi.

Il quadro cronologico è stato affinato attraverso analisi paleomagnetiche (Appendice 1), analisi tefrostratigrafiche e tefrocronologiche $^{40}Ar/^{39}Ar$ (Tab. 1, Appendice 2), analisi palinologiche (Appendice 3) e datazioni ^{14}C (Tab. 2, 3).

I depositi quaternari affioranti nel Foglio sono stati classificati in unità a limiti inconformi (UBSU) in tutti i casi in cui è stato possibile caratterizzare sul terreno o dedurre, sulla base di considerazioni stratigrafiche e geomorfologiche, la presenza di importanti superfici di inconformità, raramente visibili in affioramento. In altri casi sono state invece adottate le unità litostratigrafiche o unità prive di formali connotazioni stratigrafiche. I depositi quaternari sono stati inoltre differenziati in base alla facies sedimentaria e alla granulometria.

Nell'ambito dei principali bacini idrografici (fiumi Velino e Corno, fiumi Aterno e Vomano, Fiume Tronto) sono state distinte successioni di unità speci-

fiche per le conche intermontane più importanti e successioni di unità *ubiquitarie*. Nei limiti del possibile sono state impiegate le unità già definite nei fogli CARG precedentemente pubblicati. Ove necessario sono state invece adottate nuove unità.

Più in dettaglio, nell'ambito dei bacini idrografici:

a) le successioni affioranti nelle conche intermontane maggiori, che testimoniano l'evoluzione sostanzialmente indipendente di ciascuna conca a partire dall'impostazione fino a tutto il Pleistocene medio, sono classificate con UBSU, unità litostratigrafiche ed unità informali specifiche;
b) i depositi più antichi svincolati dal paesaggio attuale, diffusi solo nell'attuale bacino del Fiume Velino, nel settore sud-occidentale del Foglio, sono raggruppati in una unità litostratigrafica di rango superiore;
c) i depositi affioranti nelle valli e nelle conche minori sono rappresentati da unità ubiquitarie, sia UBSU che informali;
d) i depositi del Pleistocene superiore sono ancora rappresentati da UBSU ubiquitarie del rango del sintema e quando possibile del subsintema.

Infine, i depositi olocenici e le coltri eluvio colluviali di età compresa fra il Pleistocene e l'Olocene, sono rappresentati da due sole unità prive di formali connotazioni stratigrafiche, valide per tutto il Foglio.

Lo schema dei rapporti cronostratigrafici visibile in Tav. 2 (in allegato fuori testo) evidenzia la complessità del quadro stratigrafico e riporta i principali vincoli cronologici disponibili per l'area, in parte preesistenti (Brunamonte *et alii*, 1993; Soligo *et alii*, 2002; Fubelli *et alii*, 2008; Gaeta *et alii*, 2010; Magri *et alii*, 2010; Cosentino *et alii*, 2017), in parte originali. Nello schema le colonne rappresentative di ciascuna unità stratigrafica sono rappresentate a tinta piena o a tratteggio in relazione non alla durata degli eventi sedimentari, ma all'incertezza della loro collocazione temporale.

2. - BACINO DEL FIUME ATERNO

Fanno attualmente parte del bacino del Fiume Aterno numerosi bacini intermontani, i più importanti dei quali sono le conche di Pizzoli-Barete, di Cascina e di Montereale. Questi bacini, in relazione all'attività dei sistemi di faglie bordiere, hanno avuto per gran parte del Quaternario una storia evolutiva sostanzialmente indipendente, sebbene con alcuni tratti in comune. Per ognuna di queste conche è stata definita una specifica successione di unità stratigrafiche. Solo a partire dalla seconda metà del Pleistocene medio gli elementi in comune hanno permesso di trattare la stratigrafia di questi bacini in maniera unitaria adottando unità di significato ubiquitario, trattate separatamente nel capitolo 3.

PROGETTO CARG

2.1. - Conca intermontana di Pizzoli-Barete

Il bacino intermontano di Pizzoli-Barete, con orientazione NO-SE circa parallela alla faglia di M.te Marine, si sviluppa dalla forra di S. Pelino, a N, fino alla stretta di San Vittorino a S, dove entra in comunicazione con il bacino di L'Aquila-Scoppito. Attualmente i due bacini sono collegati idrologicamente dal Fiume Aterno. Molti Autori (D'Agostino *et alii*, 2001; Galadini & Messina, 2004; Geurts *et alii*, 2018, 2020) concordano sull'interpretazione che nel Pleistocene inferiore i bacini fossero isolati e che siano entrati definitivamente in comunicazione tra loro a partire dal Pleistocene medio, in seguito a progressivi fenomeni di cattura, determinati dall'erosione rimontante (D'Agostino *et alii*, 2001), oppure da fattori locali quali il ringiovanimento e l'approfondimento dell'Aterno indotti dal sollevamento (Mancini *et alii*, 2012) o ancora per fenomeni di *overspill* (Geurts *et alii*, 2020). La stretta di San Vittorino avrebbe agito pertanto come soglia morfologica tra il Bacino di Pizzoli-Barete e quello di L'Aquila-Scoppito.

I rilevamenti effettuati per la realizzazione del F. Antrodoco nella conca di Pizzoli-Barete hanno permesso di distinguere vari cicli sedimentari e di attribuire i depositi affioranti al ***supersintema di Aielli-Pescina (unità di Teora, sintema di Cona della Croce, sintema di Barete)***, al ***sintema di Cermone***, al ***sintema di Catignano*** e al ***sintema di Valle Majelama***, i quali mostrano rapporti di incassamento e/o terrazzamento a partire dal Pleistocene medio, successivamente alla formazione del *sintema di Barete*. Questo assetto è particolarmente evidente nel settore N, dove il *sintema di Barete* affiora al *top* di un terrazzo sospeso di circa 50 m sul fondovalle attuale, in discordanza sui depositi del Pleistocene inferiore (*sintema di Cona della Croce*), con le unità successive incassate o terrazzate al suo interno. I depositi attribuiti al *sintema di Cona della Croce* sono i più diffusi nella conca e affiorano ampiamente nel settore compreso tra l'*hangingwall* della faglia del Monte Marine e il *footwall* della faglia del Monte Pettino (§ 3.3.1.2.).

Lo spessore totale dei diversi depositi affioranti nel bacino è dell'ordine dei 50-70 m. Per il sottosuolo mancano informazioni sullo spessore e sulla natura dei depositi in quanto i sondaggi disponibili nell'area, profondi mediamente tra 10 e 30 m, sono localizzati prevalentemente nella fascia pedemontana all'interno di depositi per lo più del Pleistocene superiore-Olocene. Anche l'inizio della fase estensionale è ipotizzato per confronto con le altre conche e viene fatto risalire genericamente al Pliocene/Pleistocene inferiore (Galadini, 1999; Galadini & Messina, 2004; Cosentino *et alii*, 2017). Per incrementare le conoscenze sul sottosuolo e sull'evoluzione del bacino sono stati realizzati due sondaggi a carotaggio continuo, profondi rispettivamente 200 m (PB1) e 25 m (PB2), che hanno permesso di ottenere informazioni sull'evoluzione sedimentaria del bacino, sebbene le fasi più antiche siano rimaste inesplorate, non essendo stato raggiunto il substrato.

PROOF

2.1.1. - *Interpretazione dei sondaggi realizzati per il Foglio*

Il sondaggio PB2 (Fig. 54) è stato eseguito nell'area di Teora, dove sono presenti piccoli affioramenti di siltiti di ambiente lacustre (*unità di Teora*), interpretate come i depositi più antichi affioranti nel bacino sulla base di considerazioni morfologiche e stratigrafiche (§ 2.2.1.1.).

Il sondaggio per i primi metri ha interessato le siltiti presenti in affioramento, mentre più in profondità ha attraversato alternanze di siltiti, ghiaie e conglomerati con intercalazioni a vari livelli di suoli arrossati, lisciviati e troncati, riconducibili a fasi interglaciali, non riconosciuti nelle altre successioni esaminate.

L'analisi paleomagnetica condotta sulla successione carotata ha evidenziato una polarità magnetica normale per cui, sulla base dei rapporti con il *sintema di Cona della Croce*, i depositi analizzati sono stati riferiti al Gelasiano (*subcrhon Olduvai*), sebbene la presenza di diffuse tracce di alterazione non consenta di escludere che i campioni siano rimagnetizzati (Appendice 1).

Il sondaggio PB1 (Fig. 55), realizzato in località Scentella, in prossimità del depocentro del bacino, ha attraversato una successione di sedimenti in prevalenza clastici di ambiente alluvionale e, in subordine, di depositi lacustri e palustri. La successione registra una generale tendenza *coarsening upward*, determinata dall'ampliamento del conoide del Vallone Ferone-Santa Ieli.

Alla base della successione carotata sono presenti circa 20 m di depositi per lo più ghiaiosi e sabbiosi, con ripetute sequenze *fining upward*, cui a luoghi si

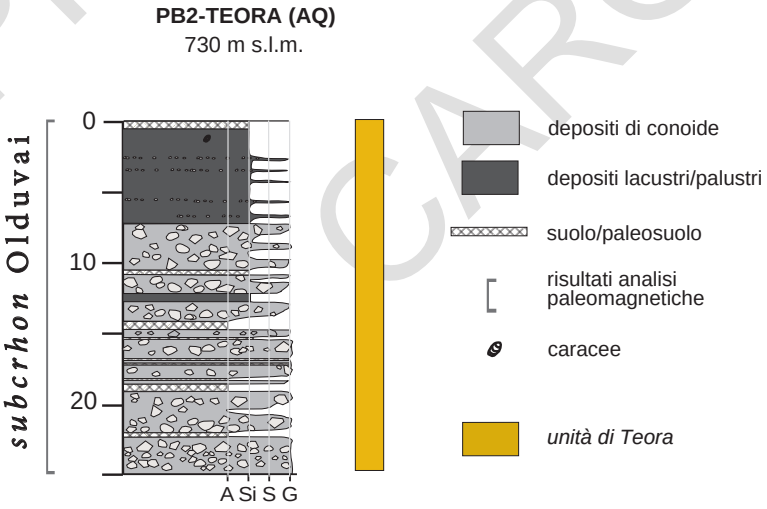


Fig. 54 - *Sondaggio PB2 in località Teora (Barete, AQ).*

PROGETTO CARG

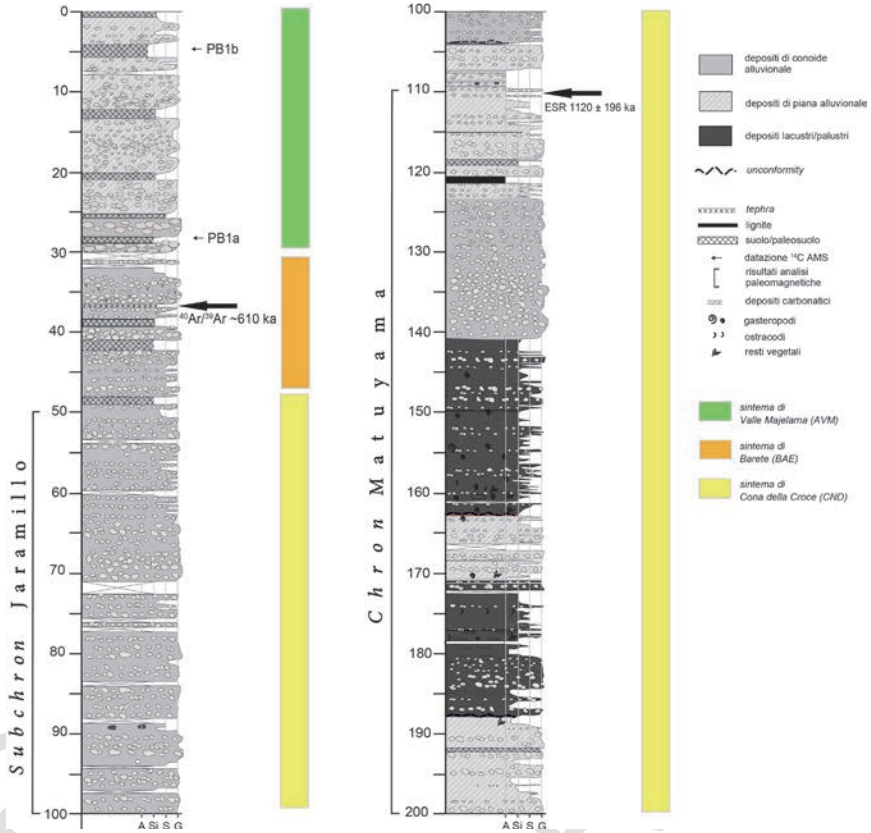


Fig. 55 - *Stratigrafia del sondaggio PB1 realizzato nella conca intermontana di Pizzoli in località Scentella (AQ). I risultati delle datazioni ^{14}C AMS sono riportati nella Tab. 2.*

interpongono depositi di piana inondabile. Le ghiaie, con clasti da subarrotondati ad arrotondati, sono carbonatiche e subordinatamente arenacee; la presenza di clasti arenacei e la composizione delle sabbie indicano la provenienza dai settori settentrionali, dove affiora la *formazione della Laga* (LAG). Le caratteristiche osservate fanno ipotizzare che nell'intervallo temporale corrispondente alla sedimentazione della porzione basale della successione analizzata, la conca di Pizzoli-Barete fosse già interessata da un drenaggio assiale (*through-going*) diretto verso la conca di L'Aquila-Scoppito, connesso a condizioni esoreiche. Verso l'alto, con un passaggio repentino, seguono facies prevalentemente fini, riconducibili ad ambienti lacustri-palustri, che suggeriscono il ristabilirsi di condizioni temporaneamente endoreiche. Tali facies persistono fino a circa 150

m dal p.c. formando due sequenze separate da un paleosuolo di colore bruno, troncato dall'erosione, presente a circa 163 m dal p.c.

Nella sequenza inferiore siltiti argillose, argilliti, argille organiche da massive a laminate, a composizione silicoclastica, si alternano a limi carbonatici, da massivi a laminati, con lamine piane, *ripple* simmetrici, *draped lamination*, *trough cross lamination* e *climbing ripple*. Tali facies formano parasequenze silicoclastiche/carbonatiche poco spesse e registrano condizioni alternativamente riducenti e ossidanti. La sequenza inferiore si chiude con depositi di canale, di esondazione e di *swamp,* costituiti da ghiaie alternate a sabbie, sabbie siltose grigio verdastre e silt con organizzazione da *fining* a *coarsening upward*, con orizzonti di lignite di spessore decimetrico e paleosuoli. Gli orizzonti fini contengono frammenti di molluschi, ostracodi di acqua dolce e resti vegetali.

La sequenza superiore alla base è costituita prevalentemente da litofacies fini di ambiente lacustre marginale: silt argillosi, silt, sabbie fini siltose e sabbie, da massive a laminate, con laminazioni da piane a ondulate e livelli a struttura lenticolare, cui si intercalano a vari livelli orizzonti decimetrici di ghiaie carbonatiche fini, *matrix supported*. I molluschi, spesso in frammenti, sono diffusi in tutto l'intervallo mentre gli ostracodi sono presenti, anche se con pochi individui, solo in alcuni livelli, soprattutto nella parte bassa.

A partire da 141 m e fino a 50 m dal p.c. si registra la prevalenza di depositi di conoide alluvionale, messi in relazione con un'importante fase di progradazione del conoide del Vallone Ferone-Santa Ieli, impostato nella zona di trasferimento delle faglie del Monte Marine e di Monte Pettino. Si tratta di conglomerati, costituiti da ghiaie carbonatiche da medie a fini, con orizzonti grossolani, da subangolosi a subarrotondati, *clast supported*, con matrice siltoso sabbiosa aranciata, da ben cementati fino a litificati. A luoghi si alternano depositi di piana alluvionale e di *swamp* del Fiume Aterno. Paleosuoli presenti a vari livelli registrano momenti di stasi nella sedimentazione.

La successione fin qui esaminata presenta giaciture inclinate, con valori che alla base raggiungono i 25°, correlate prevalentemente al *tilting* dei depositi.

A 50 m dal p.c. è presente un'importante *unconformity* marcata dall'improvviso cambiamento delle caratteristiche dei depositi che si presentano sciolti o poco addensati e con giaciture non *tiltate*. Si tratta di depositi fluviali, di conoide alluvionale e colluviali di età compresa fra il Pleistocene medio basale e il Pleistocene superiore, con livelli vulcanoclastici, di cui il più significativo (a circa 37 m dal p.c.) ha un'età $^{40}Ar/^{39}Ar$ stimata di circa 610 ka (campione PB1-36.9, Tab. 1, Appendice 2), permettendo di riferire la porzione inferiore di questo tratto di successione al *sintema di Barete* (§ 2.1.2.3.).

PROGETTO CARG

Tab. 1 - *Età $^{40}Ar/^{39}Ar$ ottenute dall'analisi di* tephra *intercalati nei depositi continentali nel F. 348 Antrodoco (Appendice 2). I dati con un maggior grado di incertezza, relativi a campioni più problematici, sono in corsivo.*

ID CAMPIONE	LABORATORIO	LOCALITÀ	ETÀ (ka±2σ)
FP4	Milano Bicocca	Terzone (Leonessa, RI)	592±44
FP16c2	Milano Bicocca	Sala (Leonessa, RI)	551±4
EC345	Milano Bicocca	Vallimpuni (Leonessa, RI)	535±1
FP21	CNR Pisa	San Vittorino (AQ)	345.9±4.6
PB1-36.9	CNR Pisa	Scentella (Pizzoli, AQ)	*609.9±19.0*
FP51b	CNR Pisa	Campo sportivo (Barete, AQ)	ca 600-800
EC218	CNR Pisa	M.na delle Grotte (Antrodoco, RI)	*597±53*
FP78b	CNR Pisa	Cimitero S. Paolo (Pizzoli, AQ)	156.2±8.0
FP258	CNR Pisa	Scentella (Pizzoli, AQ)	*683±38*
MR3-69	CNR Pisa	Piedicolle (Montereale, AQ)	523.4±5.4
FP228	CNR Pisa	Ara del Colle (Barete, AQ)	347.7±3.8
CP1	LSCE-IPSL	Cascina (Scoppito, AQ)	604,9 ±3.4
FP5-3a	LSCE-IPSL	Colle (Pizzoli, AQ)	316.9 ±3.6

L'analisi paleomagnetica (Appendice 1), che ha interessato la successione dalla base fino a circa 37 m dal p.c., mostra depositi a polarità inversa tra 197,35 e 110,85 m e polarità normale tra 95,55 e 37,35 m. Sulla base di una datazione ESR (*Electron Spin Resonance*) effettuata su un orizzonte di sabbie fluviali quarzose campionate a 111 m di profondità, che ha fornito un'età di 1120±196 ka (Guelli, 2014), i depositi a polarità inversa sono stati riferiti all'intervallo del *chron Matuyama* compreso tra la base del *subchron Jaramillo* (1070 ka) e il tetto del *subchron Olduvai* (1790 ka). Per l'intervallo compreso tra 95,55 e 50 m, tenendo conto della datazione ESR e dell'età del livello vulcanico presente a circa 37 m, è stata proposta l'assegnazione al *subchron Jaramillo* (1070-990 ka). Tuttavia, non si può escludere l'attribuzione di questo intervallo al *chron Brunhes* e pertanto un'età dei depositi più giovane di 780 ka, anche in considerazione della presenza di una discordanza a 105 m circa che separa la successione a polarità inversa da quella a polarità normale.

Lo studio dell'ostracofauna presente nei livelli argillosi e argilloso siltosi attraversati dal sondaggio ha riguardato 24 campioni, distribuiti nell'intervallo 140 m - 179 m di profondità. Solo su 4 campioni concentrati tra 175 e 157 m è stata evidenziata la presenza di rari resti di ostracodi, spesso frammentati, con prevalenza di esemplari adulti di *Ilyocypris bradyi* Sars, 1890, di giovani di Candona

PROGETTO CARG

sp. e un numero esiguo di valve riferibili ai generi *Pseudocandona* e *Eucypris*. Sebbene scarsa e mal preservata, l'associazione di ostracodi identificata è stata ritenuta confrontabile con quella presente nel *sintema di Madonna della Strada*, affiorante nel bacino di Scoppito (Nocentini, 2016).

Gli orizzonti fini compresi fra 107,57 e 187,85 m di profondità sono stati inoltre sottoposti ad analisi palinologiche (Appendice 3). La prevalenza nella parte bassa (da 159 a 180 m dal p.c.) del diagramma pollinico di *taxa* erbacei e di elementi arborei mesotermici indica condizioni climatiche temperate e temperato fresche, riconducibili a foreste montane più o meno umide, e vegetazione aperta con *taxa* di tipo steppico. Tra i taxa di interesse biostratigrafico sono stati riscontrati: *Taxodium*, *Tsuga*, *Carya, Liquidambar* e *Pterocaria*. Di particolare interesse è la presenza, dalla base e fino a 160,90 m dal p.c., di *Liquidambar*, genere oggi vivente in America e in Asia, che scompare in Italia centrale intorno a 1 Ma (Appendice 3 *cum biblio*) anche se nei bacini di Montereale (§ 2.4.) e di Cascina (§ 2.3.) la presenza di *Liquidambar* è stata riconosciuta in sedimenti del Pleistocene medio (Appendice 3); l'assegnazione a un periodo più antico di 1 Ma è tuttavia in accordo con il quadro cronostratigrafico derivante da un dataset multiplo.

Sulla base degli elementi cronologici e delle analisi paleontologiche è possibile ipotizzare la correlazione della parte bassa della successione con i depositi di Madonna della Strada Auct. (*unità Scoppito-Madonna della Strada* e *brecce regressive* di Mancini *et alii* 2012; *sintema di Madonna della Strada*, ISPRA 2010b, Nocentini *et alii*, 2017) per i quali gli Autori indicano un'età compresa tra 1.7-1.1 Ma (Magri *et alii*, 2010; Palombo *et alii*, 2010; Mancini *et alii*, 2012; Cosentino *et alii*, 2017).

Per quanto sopra esposto, la porzione di successione tra 200 e 50 m da p.c. è stata riferita al *sintema di Cona della Croce* (Calabriano) (§ 2.1.2.2.).

2.1.2. - *supersintema di Aielli-Pescina* (**AP**)

Il *supersintema Aielli-Pescina*, definito per la prima volta nel F. 368 Avezzano (Centamore *et alii*, 2006), è presente nei vicini fogli 359 L'Aquila (APAT, 2006) e 358 Pescorocchiano (ISPRA, 2010b) ed è diffuso in tutti i fogli abruzzesi della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000. Il supersintema risulta compreso tra una *unconformity* basale, corrispondente al substrato eroso, e una superficie sommitale di erosione, talora alterata da un suolo fortemente rubefatto, ed è riferito al Pliocene?-Pleistocene medio (attribuzione cronologica precedente all'inclusione del Gelasiano nel Pleistocene). All'interno della conca di L'Aquila-Scoppito comprende sedimenti corrispondenti al complesso *Villafranchiano* di Demangeot (1965), nel F. L'Aquila include invece i depositi del I ciclo deposizionale di Bagnaia *et alii* (1989) e dei cicli deposizionali di *Poggio Picenze* e *Valle Orsa* di

PROGETTO CARG

Bertini *et alii* (1989). Mentre nel F. L'Aquila non sono state differenziate al suo interno unità di rango gerarchico inferiore, nel F. Pescorocchiano il supersintema è stato suddiviso in tre sintemi: Colle Cantaro-Cave (Gelasiano *p.p.*- Calabriano *p.p.*/Villafranchiano inferiore *p.p.*), Madonna della Strada (Calabriano *p.p.*/Villafranchiano superiore) e Fosso di Genzano (Pleistocene medio basale).

Anche nelle aree del F. 348 il supersintema è caratterizzato da superficie sommitale prevalentemente di erosione, a luoghi interessata da un paleosuolo rubefatto, e superficie basale erosiva corrispondente all'appoggio sul substrato, visibile solo ai bordi del bacino.

Sono riferiti al supersintema indistinto i depositi affioranti all'interno della stretta valle che collega l'area di Marana all'abitato di S. Pelino, subito a monte del bacino di Pizzoli. Sono rappresentati da brecce ben cementate costituite da *diamicton* calcarei in matrice limoso sabbiosa (*depositi di origine mista,* i), da depositi ghiaioso sabbiosi ben cementati a clasti prevalentemente subangolosi (*detriti di falda,* a_3), orizzonti limosi e lenti di *boulders* ben arrotondati con matrice limoso sabbiosa (*depositi alluvionali,* b) e limi sabbiosi con ghiaia, molto rubefatti, che talora si conservano in lembi alla sommità delle brecce (*coltri eluvio-colluviali,* b_2). I depositi sono sospesi a diverse altezze all'interno della valle e sono intensamente fratturati e localmente basculati.

Analogamente a quanto fatto nei fogli Pescorocchiano (ISPRA, 2010b) e Gran Sasso (ISPRA, 2010a), anche nel presente Foglio, ove possibile, si è preferito suddividere il supersintema in unità di rango gerarchico inferiore. Nella conca di Pizzoli-Barete, le unità individuate all'interno del *supersintema di Aielli-Pescina* sono state tenute distinte da quelle del limitrofo bacino di Scoppito (ISPRA, 2010b), per rendere conto delle differenze di evoluzione dei due bacini. Esse corrispondono all'*unità di Teora* (TEO), al *sintema di Cona della Croce* (CND) e al *sintema di Barete* (BAE) (Tav. 2).

Gelasiano?-Pleistocene medio *p.p.*

2.1.2.1. - unità di Teora (**TEO**)

L'unità di Teora corrisponde all'unità 3 di Vezzani & Ghisetti (1998) *e* all'unità *Q1-l depositi inferiori dei bacini lacustri*, di età Villafranchiana, del F. 139 L'Aquila alla scala 1:100.000 (Servizio Geologico d'Italia, 1955).

La superficie limite inferiore dell'unità non è visibile; ai bordi della conca l'unità è in contatto erosivo con il substrato carbonatico. Il limite superiore è rappresentato da una superficie di erosione terrazzata molto rimodellata, che si sviluppa a quote intorno ai 720 m, in destra idrografica del Fiume Aterno. L'unità sembra essere coperta in discordanza dai depositi fluviali prevalentemente conglomeratici del *sintema di Cona della Croce*.

PROGETTO CARG

I limitati affioramenti di questa unità sono visibili in località Ara del Colle, non lontano dall'abitato di Teora. È costituita in prevalenza da siltiti da bianche a giallo pallido, da massive a sottilmente laminate, di natura silicea, caratterizzate da rilevante componente organogena. Quest'ultima è rappresentata principalmente da spicole di spugna, radiolari, foraminiferi planctonici e bentonici, rimaneggiati dalle unità del substrato. Gran parte delle spicole di spugna è certamente riconducibile a spugne marine; tuttavia per alcune forme non si può escludere un'origine in acque dolci.

La presenza di *charophyte* suggerisce la formazione dei depositi in un ambiente lacustre con acque poco profonde.

Non sono stati rinvenuti elementi di interesse cronostratigrafico, anche per la presenza di diffuse tracce di ossidazione e di altri caratteri riconducibili a processi di pedogenesi, osservati soprattutto nella successione carotata con il sondaggio PB2 (§ 2.1.1.). Pertanto, l'inquadramento cronologico è stato effettuato sulla base delle seguenti considerazioni: i) i rapporti con il *sintema di Cona della Croce*; ii) l'assenza di livelli vulcanici fa ipotizzare che la loro deposizione sia precedente all'inizio dell'attività dei principali vulcani laziali; iii) la presenza nel sondaggio PB2 (§ 2.1.1.) di depositi grossolani (brecce di versante e depositi di conoide alluvionale), non sembrerebbe giustificata dalle morfologie attualmente osservabili.

Sulla base dei risultati delle analisi paleomagnetiche del sondaggio PB2, che hanno fornito valori di polarità normale, si ipotizza per l'unità di Teora l'attribuzione alla parte alta del Gelasiano (*subcrhon Olduvai*) (Appendice 1).

Gelasiano?

2.1.2.2. - sintema di Cona della Croce (**CND**)

Nel sintema sono stati inclusi depositi affioranti in settori diversi della conca; si tratta prevalentemente di ghiaie e ghiaie cementate, da massive a stratificate, con marcate differenze dovute a diversi apporti e anche a differenti ambienti di deposizione. Nel settore SE le sezioni più rappresentative sono esposte nell'area di cava in località Cermone e lungo la strada per Arischia; nel settore NO l'unità affiora lungo le scarpate fluviali inattive presenti nell'area di Dommazzano-Barete.

Nelle sintesi cartografiche a piccola scala questi depositi sono stati accorpati a quelli delle unità recenti ed attuali (*Unità 1* di Vezzani & Ghisetti, 1998; Centamore *et alii*, 1991b). Nella letteratura più recente sono presenti diverse interpretazioni; Bosi *et alii* (2003) e Messina *et alii* (2003) attribuiscono questi depositi a due distinte unità separate da una *unconformity* (*UA26, UA21*), di età Pliocene e Pleistocene inferiore rispettivamente, mentre Blumetti *et alii* (2004) attribuiscono ad un'unica unità, riferita al Pleistocene medio, i depositi affioranti in sinistra Aterno.

PROGETTO CARG

La base dei depositi non è esposta e non è nota; al bordo della conca l'unità poggia sul substrato carbonatico e nell'area di Teora sui limi dell'unità di Teora. Il limite superiore è costituito da un'estesa superficie incisa e terrazzata, almeno in parte di erosione, posta a 800 e 825 m di quota tra San Pelino e Barete. Su questa è presente un paleosuolo molto evoluto di alcuni metri di spessore di colore rossastro, con componente colluviale (Fig. 56), formatosi nel corso di uno o più interglaciali.

In località Dommazzano (tra S. Pelino e S. Paolo) il sintema è costituito da ghiaie arrotondate poligeniche scarsamente cementate, da medie a grossolane, con abbondanti clasti di arenaria e tessitura a prevalente supporto di matrice, moderatamente organizzate. I clasti presentano assi di allungamento disposti casualmente, a luoghi fino a verticali; localmente clasti embriciati indicano una direzione di scorrimento in accordo con quella dell'attuale corso del Fiume Aterno (Fig. 57). Sono presenti rare intercalazioni di sabbie quarzose, ben classate. Spostandosi verso SE si osserva una maggiore organizzazione del deposito, costituito da ghiaie e conglomerati clasto sostenuti, da pseudo-stratificati a stratificati, ad elementi subarrotondati, alternati a sabbie grossolane e ghiaie minute. Si tratta di depositi alluvionali in facies di conoide, da prossimali a distali (*depositi alluvionali*, b). La componente arenacea diminuisce a favore di quella carbonatica, sia procedendo da N verso S, sia nella parte sommitale dell'unità.

Le giaciture sono generalmente disposte contromonte e sono indicative di un basculamento determinato dall'attività della faglia del M. Marine.



Fig. 56 - *Superficie sommitale del sintema di Cona della Croce nell'area di Cermone.*

PROGETTO



Fig. 57 - *Depositi alluvionali in facies di conoide del sintema di Cona della Croce (CND) nell'area di Dommazzano. L'embriciatura dei clasti indica il verso della corrente fluviale (verso SE, destra figura).*

In località Cona della Croce (a N di Cermone) e nell'area di Cavallari affiorano ghiaie carbonatiche poligeniche (Fig. 58a), formate da clasti prevalentemente centimetrici, con rari orizzonti grossolani, da subangolose a subarrotondate; subordinatamente si rinvengono limi sabbiosi e argillosi, in livelli spesso discontinui di colore dal giallo al grigio-marrone, contenenti gusci di planorbidi, seguiti talora da sottili livelli di argilla grigiastra o verdastra. Le ghiaie sono clasto-sostenute e in generale scarsamente classate; la matrice da nocciola a rosata è sabbiosa o costituita da ghiaia minuta. Nei tagli freschi il deposito si presenta addensato, mentre negli affioramenti naturali presenta talvolta buona cementazione. Le facies descritte sono riferibili principalmente a conoidi alluvionali, a barre in rapida migrazione, in condizioni di improvviso riempimento e abbandono dei canali (*depositi alluvionali*, b). La composizione del deposito e l'embriciatura dei clasti indicano un apporto prevalentemente laterale, dal Fosso del Ferone-Vallone di Santa Ieli.

Il deposito è interessato da faglie normali (Fig. 58b); la faglia più evidente ha giacitura circa E-O con pendenza di 40° verso N.

Lungo la dorsale Ara del Colle-Cavallari affiorano ghiaie e conglomerati medio-fini carbonatici e arenacei, clasto sostenuti, subarrotondati e arrotondati, con grado di organizzazione da buono a scarso, da addensati a debolmente cementati.

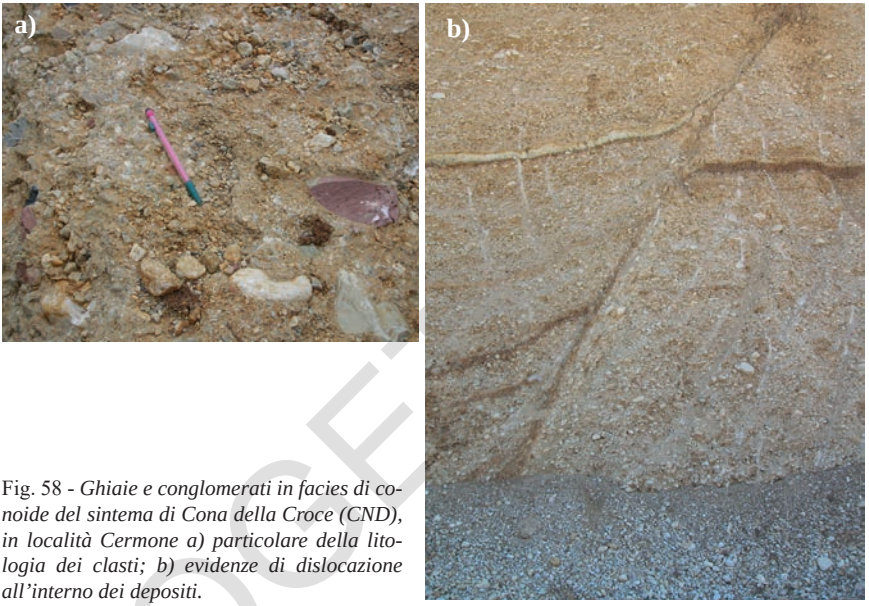


Fig. 58 - *Ghiaie e conglomerati in facies di conoide del sintema di Cona della Croce (CND), in località Cermone a) particolare della litologia dei clasti; b) evidenze di dislocazione all'interno dei depositi.*

Sono frequenti intercalazioni da sabbioso a sabbioso-limose e limoso-argillose, dal giallo all'ocra; le sabbie sono costituite da calcite e quarzo prevalenti, con abbondanti pisoliti di ferro e manganese e, in subordine, da feldspati, muscovite e litici di provenienza dal *flysch* (*depositi alluvionali*, b). Nell'area di Teora sono in contatto con le siltiti bianche dell'unità TEO, anche se il limite tra le due unità non è mai visibile. I depositi descritti sono riferibili ad ambienti di pianura alluvionale.

Al sintema sono state attribuite anche ghiaie carbonatiche a clasti angolosi e subangolosi, fortemente cementate (*detriti di falda*, a_3), affioranti nell'area di Tarignano nell'*hangingwall* della faglia del M. Marine, *tiltate* in giacitura suborizzontale.

In letteratura i depositi dell'area di Dommazzano sono stati attribuiti ad un ciclo più antico di quello che include i depositi dell'area di Cona della Croce e sono stati riferiti ad un generico Pliocene (Bosi *et alii*, 2003; 2004; Messina *et alii*, 2003). Per una stima dell'età del deposito è stata effettuata una datazione ESR su un orizzonte di sabbie quarzose in località Dommazzano. L'età ottenuta è di 685 ka ± 73, tuttavia gli elevati contenuti di zirconio, rubidio e torio riscontrati potrebbero aver influenzato significativamente il calcolo dell'età (Gueli, 2014). Una seconda datazione ESR è stata eseguita su uno spesso orizzonte limoso, alla base della successione affiorante al Campo Sportivo di Barete; lo stesso orizzonte è stato campionato anche per studi paleomagnetici. I campioni hanno fornito

un'età ESR di 975±72 ka e valori di polarità normale (Appendice 1), facendo ipotizzare un'attribuzione al *subchron Jaramillo*.

Le successioni presenti nell'area di cava di Cona della Croce e nei pressi di Cavallari sono state oggetto di uno studio paleomagnetico, che ha fornito valori di polarità inversa (Appendice 1), confermando l'attribuzione delle successioni al *chron Matuyama*, in accordo con quanto riportato da Messina *et alii* (2001).

Nella paleovalle sospesa e troncata presente nell'area di San Vittorino i depositi di Cona della Croce si presentano reincisi e rimodellati, con superficie sommitale conservata solo localmente ed interessata da un paleosuolo relitto in cui, in uno scavo temporaneo poco fuori dal Foglio, è stato rinvenuto un *tephra*. Si tratta di un deposito a pasta di fondo vetrosa, alterato, in cui si riconoscono pomici, scorie, sanidini e pirosseni, con inclusioni vetrose a composizione K-foiditica. La datazione $^{40}Ar/^{39}Ar$ sui sanidini presenti ha dato un'età di 345.9 ± 4.6 ka (*2σ an*) (campione FP21, Tab. 1, Appendice 2) che rappresenta il termine *ante quem* per la successione affiorante nell'area.

Pleistocene inferiore *p.p.* (Calabriano)

2.1.2.3. - sintema di Barete (**BAE**)

L'unità affiora nella stretta valliva dell'Aterno subito a monte del bacino di Pizzoli, nell'area di Barete e, a S di Pizzoli, nell'area di Ponte San Salvatore, dove è delimitata al *top* da una superficie leggermente incassata in quella sommitale del *sintema di Cona della Croce*.

Nella sezione del campo sportivo di Barete, la base del sintema corrisponde alla superficie di erosione sviluppata sul *sintema di Cona della Croce* ed è seguita da una successione di suoli argillosi, di colore rosso, contenenti piccoli clasti di selce (Fig. 59 sinistra). Il *top* coincide con un suolo relitto rosso, preservato solo a tratti; nell'area di Ponte San Salvatore si presenta molto evoluto, arrossato, decarbonatato, ricco di patine di argilla, contenente rari clasti di selce e abbondanti minerali vulcanici. Nell'area di Barete la superficie sommitale dell'unità si presenta *tiltata* contro monte e ribassata per faglia verso SE.

Nell'area di Barete (Fig. 59 alto) l'unità include un orizzonte vulcanico basale (*tephra*), corrispondente ad una trachi-fonolite con sanidini, plagioclasi e clinopirosseni (Appendice 2, campione FP51b), sul quale si è sviluppato un suolo bruno. Seguono limi e limi argillosi, di colore biancastro, massivi, contenenti abbondanti spicole di spugna e minerali vulcanici rimaneggiati. Questa litofacies è riconducibile ad ambienti fluviali ed in parte palustri nell'ambito di un sistema fluviale (*depositi alluvionali*, b).

L'unità comprende inoltre: ghiaie eterometriche, con clasti da subcentimetrici a centimetrici prevalenti, di conoide alluvionale e depositi ghiaioso sabbiosi a

PROGETTO CARG



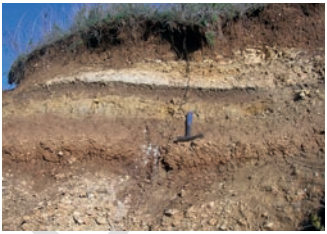


Fig. 59 - *Sezione Campo Sportivo di Barete. A sinistra appoggio in discordanza del sintema di Barete (BAE) sul sintema di Cona della Croce (CND). In alto particolare degli orizzonti che costituiscono il sintema di Barete.*

clasti prevalentemente subangolosi, ben cementati, affioranti a N di San Pelino (*depositi alluvionali*, b); brecce ben cementate costituite da *diamicton* calcarei in matrice limoso sabbiosa (*depositi di origine mista*, i); sabbie e limi argillosi da giallastri a rossastri, con significativa componente vulcanoclastica (*coltri eluvio-colluviali*, b_2).

Lo spessore affiorante nella sezione del campo sportivo è di poco superiore al metro. Non è stato possibile stabilire lo spessore complessivo del *sintema di Barete* a causa del *tilting* e dei processi di erosione che l'hanno interessato.

Il *tephra* rinvenuto è stato sottoposto a datazione $^{40}Ar/^{39}Ar$; la presenza di più popolazioni di sanidini non ha permesso di identificare con certezza l'età del campione. Tuttavia, l'insieme delle informazioni provenienti dalle datazioni $^{40}Ar/^{39}Ar$ e dallo studio degli isotopi dello $^{87}Sr/^{86}Sr$, in base a considerazioni stratigrafiche portano a collocare il *tephra* nell'intervallo cronologico tra 600 e 800 ka, con maggiore probabilità delle età più giovani (campione FP51, Tab 1, Appendice 2).

Il *sintema di Barete* (BAE) è stato intercettato, al di sotto di depositi del Pleistocene superiore e dell'Olocene, nel sondaggio PB1 (§ 2.1.) e in un ulteriore sondaggio nell'area del cimitero di San Salvatore. In quest'ultima località un orizzonte vulcanico campionato a circa 8 m di profondità è stato sottoposto a datazioni $^{40}Ar/^{39}Ar$; le misure ottenute hanno messo in evidenza la presenza di una popolazione non univoca di sanidini. Tuttavia, trattandosi di un deposito primario o con scarso rimaneggiamento, il valore di 683 ± 38 ka rappresenta una stima dell'età del campione (campione FP258, Tab. 1, Appendice 2).

Per l'unità si ipotizza la correlazione con il *sintema del Fosso di Genzano* del F. Pescorocchiano riferito al Pleistocene medio parte bassa e con l'unità di Civitatomassa di Mancini *et alii* (2012).

Pleistocene medio *p.p.*

2.1.3. - *sintema di Cermone* (**RMO**)

Il *sintema di Cermone* è stato introdotto per rappresentare depositi incassati all'interno del *supersintema di Aielli-Pescina*, ma non attribuibili al *sintema di Catignano* così come definito nei Fogli della Regione Abruzzo, perché più antichi. Nel F. 359 L'Aquila, ad esempio, il *sintema di Catignano* è messo in relazione con la fase deposizionale connessa con la penultima grande fase glaciale (MIS 6), e riferito cronologicamente al Pleistocene medio parte alta. Tuttavia, nello stesso Foglio sono stati assegnati al *sintema di Catignano* anche i depositi della *formazione di San Mauro* di Bertini *et alii* (1989). Invece studi recenti (Galli *et alii*, 2010; Giaccio *et alii*, 2012) hanno messo in evidenza che i depositi della *formazione di San Mauro* presentano evidenze tefrostratigrafiche che consentono di ricollocarli nel Pleistocene medio parte bassa. Per tali motivi nel presente Foglio depositi che ricadono nello stesso intervallo cronologico sono stati attribuiti al *sintema di Cermone* (RMO).

Gli affioramenti più significativi dell'unità sono quelli visibili nelle sezioni ubicate in località Cermone, e in località Colle, presso la falegnameria Marruci.

In località Cermone uno scavo artificiale ha esposto ghiaie eterometriche clasto sostenute, in banchi di circa 50 cm di spessore, con clasti da subcentimetrici a centimetrici prevalenti, da subarrontondate ad arrotondate, con matrice limoso sabbiosa e intercalazioni limoso sabbiose, poggianti su uno spesso orizzonte argilloso (*depositi alluvionali*, b). La successione include un *tephra* a composizione K-foiditica, di colore giallastro (Fig. 60), costituito da scorie ocracee fortemente alterate associate ad abbondanti cristalli di clinopirosseno, leucite e mica nera. Studi geochimici degli elementi maggiori e in traccia hanno permesso di ipotizzare una correlazione con i prodotti dell'attività dei Colli Albani, segnatamente con le Pozzolane Rosse, datate 457 ka (Appendice 2, campione FP19c).

Nell'area di Colle l'unità affiora in una sezione alta circa 15 m, al *footwall* della faglia di M. Marine ed è interessata da varie faglie. Si tratta di un *diamicton* massivo, con clasti angolosi/subangolosi, da subcentimetrici fino a decimetrici, da *clast-* a *matrix-supported* matrice limoso-sabbiosa, cui seguono circa 130 cm di limi massivi giallognoli e più in alto ghiaie minute subarrotondate, con intercalazioni limose. Alla base della scarpata il deposito è costituito da sabbia con ghiaie minute, alternata ad orizzonti di limi pedogenizzati (Fig. 61a). I depositi descritti sono riferibili a facies di conoide alluvionale (*depositi alluvionali*, b).

Nella porzione inferiore è presente un *tephra* (Fig. 61b) costituito da ceneri medio-grossolane con pomici e scorie giallastre alterate ed abbondanti cristalli di clinopirosseno e sanidino. La composizione delle inclusioni vetrose nei clinopirosseni è prevalentemente tefrifonolitica con alcune misure al limite del campo

PROGETTO CARG

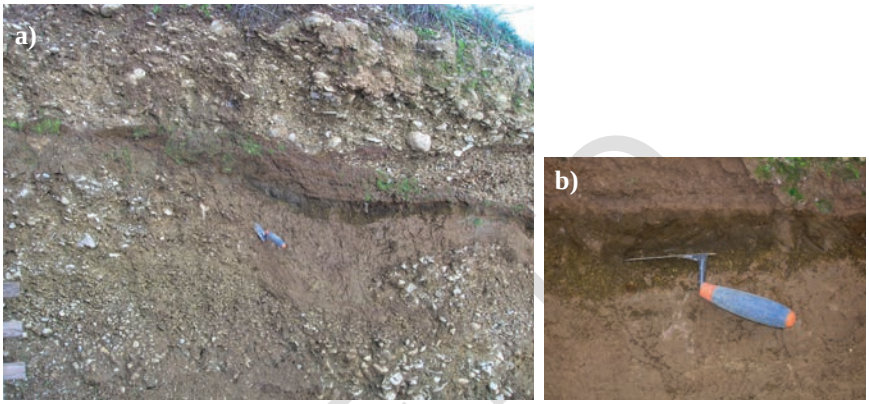


Fig. 60 - *Depositi alluvionali del sintema di Cermone (RMO) affioranti nell'area di Cermone. a) ghiaie con intercalazioni di limi e di un livello vulcanoclastico primario; b) dettaglio del livello vulcanoclastico riferito alle Pozzolane Rosse.*



Fig. 61 - *a) Affioramento dei depositi alluvionali in facies di conoide del sintema di Cermone (RMO) in località Colle; b) particolare del sottile orizzonte vulcanico datato.*

delle fonoliti. La datazione $^{40}Ar/^{39}Ar$ di tale livello ha restituito un'età di 316.9± 3.6 ka (campione FP5-3a, Tab. 1, Appendice 2).

Al *sintema di Cermone* (RMO) sono stati attribuiti dubitativamente silt e silt sabbiosi, di colore giallo, contenenti minerali vulcanici, affioranti in località Ara del Colle (*depositi alluvionali*, b), interessati da una copertura vulcanoclastica discontinua (*depositi vulcanoclastici*, l), a luoghi poggiante direttamente sui depositi di CND. La datazione di un *tephra* a NE di Teora ha fornito un'età $^{40}Ar/^{39}Ar$ di circa 347.7 ±3.8 ka (campione FP228, Tab. 1, Appendice 2).

PLEISTOCENE MEDIO *p.p.*

2.2. - Conca intermontana di Cascina

Le unità affioranti nel bacino di Cascina sono in parte riconducibili al *supersintema di Aielli-Pescina*. All'interno del supersintema sono state distinte due unità di nuova istituzione. La più antica è rappresentata dai ***conglomerati del Castello di Cascina*** (**NSA**), riferibili ad una fisiografia e ad un drenaggio molto diversi da quelli attuali. I depositi di questa unità litostratigrafica lungo il versante nord-orientale sono troncati da una ripida scarpata, coincidente con un piano di faglia subverticale. La seconda unità, il ***sintema di Cascina*** **(NSC),** è costituita da depositi alluvionali in eteropia con depositi lacustri o palustri, con scarsa componente carbonatica e abbondante presenza di minerali di origine vulcanica, che nel settore settentrionale della conca, allo sbocco della Valle della Mela, formano un terrazzo rimodellato, sospeso di pochi metri sul fondo attuale. Per la ricostruzione dell'evoluzione di un bacino così poco conosciuto, nei depositi fini palustri e lacustri è stato effettuato un sondaggio profondo 36 metri (CP1, Fig. 63 e sono stati realizzati studi paleomagnetici (Appendice 1), geocronologici e tefrostratigrafici (Appendice 2), e palinologici (Appendice 3) (§ 2.2.1.2.).

Sono inoltre presenti depositi alluvionali che formano gli ampi conoidi di Popoli, di La Vicenna e di La Cesa Felice, riferibili al Pleistocene superiore (***sintema di Valle Majelama,*** **AVM**) per la presenza di suoli poco evoluti (inceptisuoli) e l'assenza di una coltre di alterazione ben sviluppata, descritti fra le unità ubiquitarie del bacino dell'Aterno (§ 3.).

I depositi olocenici (§ 8.2.) infine hanno un'estensione esigua; la presenza più significativa si registra nel settore NE e nella depressione del Palarzano.

Lo spessore massimo del riempimento sedimentario del bacino, stimato con indagini geofisiche (ISPRA, in stampa) è intorno a 200 metri.

2.2.1. - *supersintema di Aielli-Pescina* (**AP**)

Per la definizione e gli aspetti generali del *supersintema di Aielli-Pescina*, si rimanda a quanto riportato nel capitolo dedicato al bacino intermontano di Pizzoli (§ 2.1.1.). Nella conca di Cascina il supersintema include i *conglomerati del Castello di Cascina* (NSA) e *il sintema di Cascina* (NSC).

2.2.1.1. - conglomerati del Castello di Cascina (**NSA**)

I *conglomerati del Castello di Cascina* sono un'unità litostratigrafica di nuova istituzione che raggruppa alcuni depositi affioranti lungo i margini nord-occiden-

PROGETTO CARG

tali e meridionali della conca di Cascina. Riferimenti a questi depositi si trovano in Bigi *et alii* (1995b), che li definiscono genericamente come *brecce quaternarie*, ed in Basili (1999), lavoro in cui sono citati come *brecce di Colle del Molino-Colle Lungo*. Hanno significato stratigrafico e paleogeografico affine ai depositi noti in letteratura come *brecce di San Marco* (Bosi *et alii*, 1991; Messina *et alii*, 2001; Nocentini *et alii*, 2017) e ai *conglomerati e brecce del ciclo regressivo* associato *all'unità di Scoppito-Madonna della Strada* (Mancini *et alii*, 2012).

I depositi formano una fascia, che borda il versante e talvolta raggiunge il crinale della stretta dorsale di Colle del Molino - Il Castello, che separa la conca di Cascina dalla depressione del Palarzano. Affiorano inoltre alla base del versante settentrionale del Monte Caola e a NO di Casaline.

L'unità poggia direttamente sul substrato calcareo e la superficie limite superiore è di natura erosiva. Comprende depositi di conoide alluvionale, rappresentati da conglomerati prevalentemente minuti, in orizzonti di spessore compreso fra 15 e 40 cm, caratterizzati da discreta classazione, con clasti da angolosi a subangolosi e rari clasti decimetrici subarrotondati. I depositi hanno matrice rosata e cementazione da moderata a fortemente sviluppata (Fig. 62). Localmente, nel settore orientale della conca, sono presenti facies meno evolute, costituite da brecce calcaree eterometriche, con clasti angolosi fino a pluridecimetrici e metrici, organizzate in banchi a struttura generalmente caotica o a luoghi moderatamente classate; la tessitura è *clast supported*, a volte *open work*; la matrice, quando presente, è ghiaioso-sabbiosa.

I *conglomerati del Castello di Cascina* hanno localmente spessore superiore a 20 m e sono generalmente caratterizzati da morfologie erosive e giacitura suborizzontale. Alla base del versante SO della dorsale di Colle del Molino-Il Castello sono troncati da un piano di faglia subverticale con direzione N140. Lungo il versante NE della stessa dorsale i depositi appaiono clinostratificati contromonte, a testimonianza di una paleomorfologia molto diversa dall'attuale. Strutture sedimentarie a





Fig. 62 - *a) affioramenti di brecce riferite ai conglomerati del Castello di Cascina in località Colle del Molino-Il Castello. b) dettaglio.*

PROGETTO ARG

cuneo ed embriciature, presenti in alcuni affioramenti a NO di Casaline, indicano una direzione di scorrimento verso i quadranti orientali e meridionali.

Sulla base delle analisi paleomagnetiche effettuate, i depositi affioranti nell'area di Cascina risultano avere polarità inversa e sono riferibili al *chron Matuyama* (Appendice 1) e quindi al Pleistocene inferiore.

Gelasiano *p.p.* - Calabriano *p.p.*

2.2.1.2. - sintema di Cascina (**NSC**)

L'unità, di nuova istituzione affiora estesamente, fra la località di Casale Antonacci e la Valle della Mela. Sono riferite alla stessa unità le ghiaie alluvionali con matrice arrossata diffusamente affioranti in tutto il settore centrale e sud-orientale della conca, che formano le ampie conoidi di Popoli, di La Vicenna e di La Cesa Felice.

Il limite con i calcari del substrato è erosivo alla base dei versanti nord-orientali della conca, mentre è prevalentemente tettonico lungo i versanti sud-occidentali, in corrispondenza della *master fault* del bacino (§ VIII 3.2.1.). Il limite superiore corrisponde al contatto con il *sintema di Valle Majelama* che costituisce la parte superiore dei conoidi di La Cesa Felice e La Vicenna.

Lo spessore complessivo dei depositi non è noto ed è sicuramente superiore ai 36 metri attraversati nel sondaggio CP1 (Fig. 63).

Si riconoscono facies di conoide alluvionale e di piana alluvionale. Le prime sono costituite da ghiaie medie e fini, con clasti calcarei, da subangolose a subarrotondate, in matrice ghiaioso-sabbiosa; le facies di piana alluvionale sono rappresentate da argille limose, limi argillosi, limi e sabbie di colore ocraceo contenenti minerali vulcanici rimaneggiati. Nel sondaggio CP1, a partire da pochi metri di profondità, sono stati rinvenuti depositi palustri e lacustri laminati, talvolta con laminazioni convolute formate da processi di crioturbazione, e orizzonti vulcanici a composizione tefrifonolitica costituiti da ceneriti medio-grossolane, primarie o debolmente rimaneggiate, con cristalli di clinopirosseno, sanidino e scorie grigiastre molto alterate, oltre ad ossidi ferro-manganesiferi di origine pedogenetica. La datazione $^{40}Ar/^{39}Ar$ del *tephra* rinvenuto a 24.30 m dal p.c. ha restituito un'età di 604.9 ± 3.4 ka (campione CP1, Tab. 1, Appendice 2). Lo studio palinologico (Appendice 3) mostra la prevalenza di piante arboree mesotermiche, soprattutto Conifere (Pinus, Picea, Tsuga, Abies), e l'abbondanza di piante erbacee caratteristiche di condizioni climatiche temperate o temperato fresche. La presenza di Liquidambar confermerebbe la permanenza di questo genere di conifere fino a tempi più recenti di quanto fino ad oggi noto in Italia centrale.

Alla base dei versanti che bordano la conca di Cascina affiorano alteriti argilloso limose massive, compatte, di colore 5YR4/4 (*reddish brown*) riferibili alla stessa unità (*prodotto eluviale,* b_6).

PROGETTO CARG

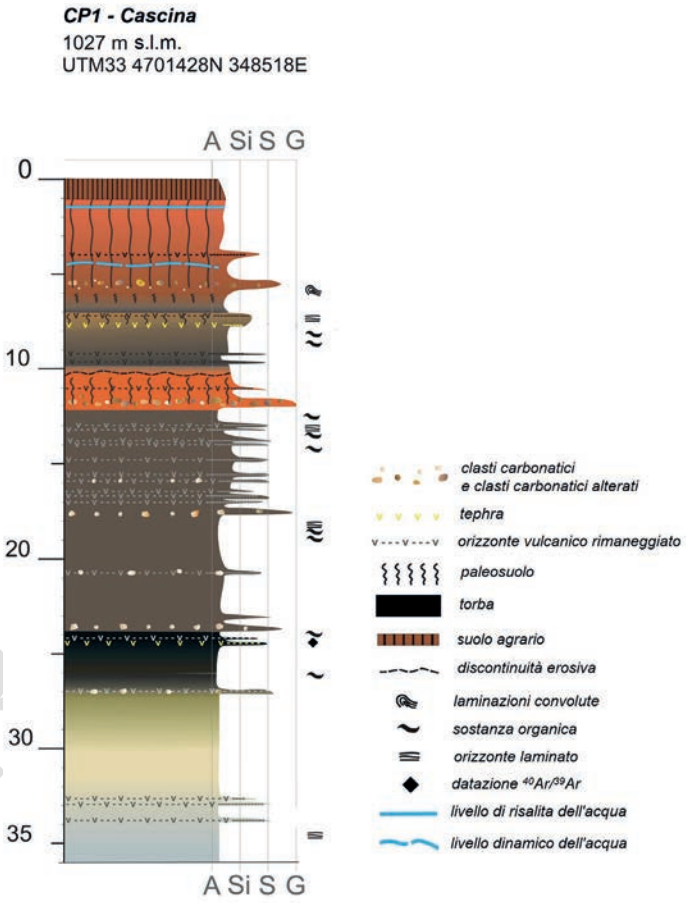


Fig. 63 - *Stratigrafia del sondaggio CP1 realizzato in località Casale Antonacci, nella conca di Cascina.*

Nel settore centrale della conca i depositi del *sintema di Cascina* costituiscono i relitti di estesi conoidi, come ad esempio il conoide di Popoli, attualmente sospeso e scollegato dalla valle che lo originava.

La presenza di frequenti intercalazioni di orizzonti vulcanici e l'età $^{40}Ar/^{39}Ar$ dell'orizzonte vulcanico rinvenuto nel sondaggio CP1 permettono di attribuire il *sintema di Cascina* alla prima metà del Pleistocene medio e di correlarla al *sintema del Fosso di Genzano* del Foglio Pescorocchiano.

Pleistocene medio *p.p.*

2.3. - Conca intermontana di Montereale

La sedimentazione all'interno del bacino di Montereale è stata condizionata dalle litologie affioranti nei bacini di alimentazione: a N e ad E i depositi silicoclastici della *formazione della Laga*, a S e ad O le formazioni calcaree e calcareo-marnose. I fenomeni di cattura citati nel § IV hanno determinato significative variazioni nel tempo delle aree di alimentazione e delle caratteristiche litologiche dei depositi.

I sedimenti di riempimento del bacino sono stati preliminarmente indagati con l'ausilio di indagini dirette ed indirette disponibili in letteratura (Enel, 1969; Coparex International, 1987; Anas, 2011; legge 464/1984) e reinterpretando e campionando le carote di numerosi sondaggi effettuati dopo il terremoto del 6 Aprile 2009.

L'assetto strutturale e l'andamento delle anomalie di Bouguer (Ferri *et alii*, 2010; Chiarini *et alii*, 2014, Fig. 64) rivelano la presenza di una soglia, in cui il substrato è a soli 30-40 m di profondità, che separa due diversi depocentri, allungati in direzione NO-SE. Il primo corrisponde all'area topograficamente più depressa (Piedicolle), lungo la prosecuzione della faglia di San Giovanni; mentre

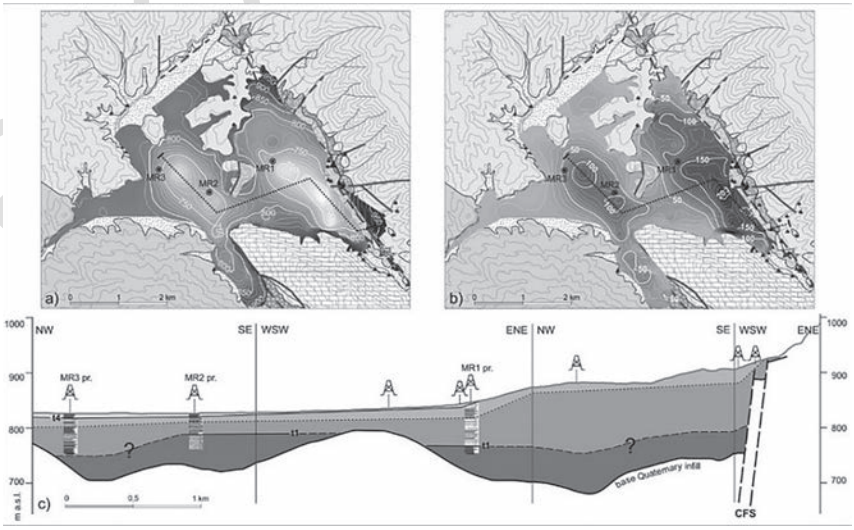


Fig. 64 - *a) Superficie basale del riempimento quaternario della conca di Montereale (AQ) in m s.l.m.; b) Spessore del riempimento quaternario in metri. Le linee a tratteggio indicano la traccia della sezione (c); c) Sezione attraverso i depocentri dei sub-bacini di Capitignano (a destra) e di Piedicolle (a sinistra) (esagerazione verticale x 2.5). t1 e t4 rappresentano le principali* unconformities *mentre la linea puntinata rappresenta il limite approssimativo fra i depositi del Pleistocene medio e quelli riferibili al Pleistocene superiore.*

il secondo è situato ai piedi del versante nord-orientale, nell'*hangingwall* della faglia di Capitignano.

Nel settore meridionale del bacino affiorano i depositi più antichi, riferibili al Pleistocene inferiore, rappresentati dai ***conglomerati di Castello di Montereale,*** in facies di conoide torrentizio. Lungo il versante nord-orientale sono inoltre presenti alcuni lembi di depositi alluvionali e gravitativi attribuiti genericamente al Pleistocene medio. Tuttavia la maggior parte dei depositi quaternari affioranti sono rappresentati da sedimenti olocenici in formazione (§ 8.2.), da coltri eluvio-colluviali (§ 8.1.) e da depositi riferibili al Pleistocene superiore (***sintema di Valle Majelama***, § 3.2.). La conca è infatti prevalentemente indissecata; sezioni naturali si rinvengono solo nelle profonde incisioni nella parte bassa dei versanti nord-orientali, in cui affiorano facies alluvionali scarsamente organizzate.

2.3.1. - *Interpretazione dei sondaggi realizzati per il Foglio*

Per sopperire alla carenza di dati e definire il *record* stratigrafico e l'evoluzione del bacino sono stati realizzati 3 sondaggi profondi (MR1, MR2, MR3; Fig. 65) (Chiarini *et alii*, 2014). Sono stati inoltre effettuati studi tefrostratigrafici (Appendice 2), paleomagnetici (Appendice 1) e datazioni radiometriche (Tab. 3). Nessuno dei 3 sondaggi ha raggiunto il substrato.

Nel Pleistocene inferiore l'attività delle faglie bordiere ha consentito lo sviluppo di una sedimentazione in ambiente lacustre, testimoniata dalle argilliti e siltiti laminate grigio-verdi presenti a 87 m di profondità nel sondaggio MR1. I depositi lacustri, a polarità magnetica inversa (Appendice 1), sono troncati da una discontinuità erosiva che segna il passaggio ad una sedimentazione fortemente influenzata dal versante alimentatore di Capitignano.

Nel settore meridionale del bacino fra il Pleistocene inferiore e l'inizio del Pleistocene medio sedimentavano i ***conglomerati di Castello di Montereale,*** in facies di conoide torrentizio. La porzione basale dell'unità, affiorante fra Castello e l'altopiano di Aielli ha polarità magnetica inversa (Appendice 1) e non si esclude che possa essere in parte coeva ai depositi lacustri sopracitati. La porzione sommitale dell'unità, attraversata dal sondaggio MR2, è invece caratterizzata da polarità magnetica normale (Appendice 1) e testimonia il progressivo instaurarsi, all'inizio del Pleistocene medio, della piana alluvionale del paleo-Aterno. In sondaggio i conglomerati passano infatti, attraverso ripetute alternanze, a depositi di esondazione limoso argillosi di spessore complessivo superiore a 5 m, caratterizzati da resti di radici in posizione fisiologica e alternati a paleosuoli. La costante presenza nei depositi fini di una significativa frazione sabbiosa costituita da quarzo e spicole di spugna implica la presenza, nel bacino di alimentazione, della Scaglia Cinerea e dell'unità spongolitica, confermando la provenienza degli apporti da SO.

PROGETTO CARG

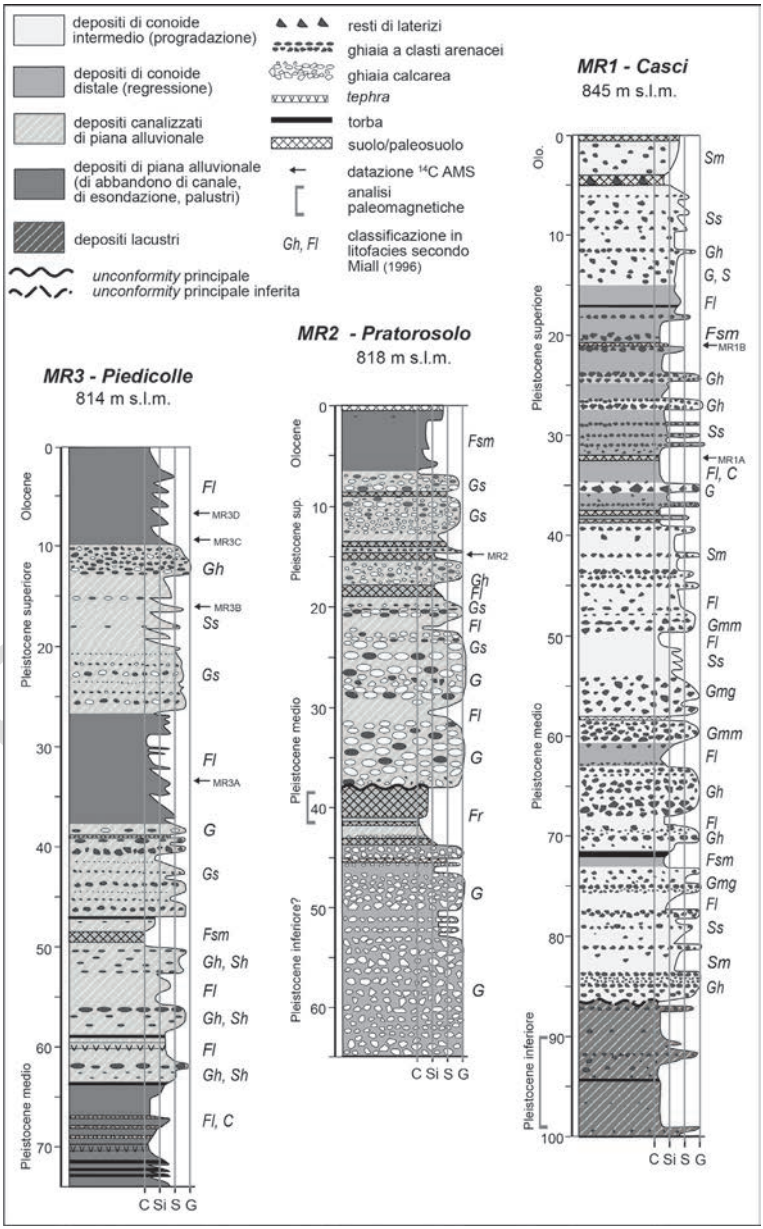


Fig. 65 - *Stratigrafie dei sondaggi MR1, MR2 e MR3 eseguiti nella conca intermontana di Montereale (AQ). I risultati delle datazioni ^{14}C AMS sono riportati nella Tab. 3.*

Nel sondaggio MR2 la successione termina con un paleosuolo rubefatto plurimetrico, indicativo di una lunga stasi della sedimentazione in condizioni interglaciali. Il paleosuolo rappresenta un'importante *unconformity* associata a modificazioni della rete idrografica probabilmente indotte dal sollevamento regionale, come ipotizzato per altri bacini dell'Aterno (D'AGOSTINO *et alii*, 2001). Nei sedimenti successivi, in effetti, abbonda la componente clastica formata a spese del flysch, prima del tutto assente, indicativa della connessione dei due sub-bacini e della cattura, in corrispondenza del Passo delle Capannelle, di un tratto del reticolo idrografico del Fiume Vomano da parte dell'Aterno (BAGNAIA *et alii*, 1996; CHIARINI *et alii*, 2014).

Si può ipotizzare che la discontinuità erosiva in MR1, prima descritta, possa essere collegata all'*unconformity* di MR2 perché prodotta dall'erosione regressiva connessa al superamento della soglia fra i due sub-bacini di Capitignano e di Piedicolle.

La presenza di torbe e ripetute sequenze di sedimenti fini nella parte più profonda del sondaggio MR3 indica che il sottobacino di Piedicolle ospitava ambienti palustri o lacustri di acque poco profonde. Il rinvenimento all'interno di questi depositi, a 69 m di profondità, di un *tephra* di età $^{40}Ar/^{39}Ar$ di 523,4 ± 5,4 ka (campione MR3-69, Tab. 1, Appendice 2), riconducibile alle eruzioni dei Colli Albani del Tufo delle Acque Albule o del Tufo del Palatino (Appendice 2), permette di vincolare la base di questa successione alla prima parte del Pleistocene medio e di riferirla pertanto al *supersintema di Aielli-Pescina*. Successivamente si è instaurato un ambiente di piana alluvionale, caratterizzato da cicliche ripetizioni di sedimenti fini di ambiente palustre e orizzonti grossolani a base erosiva di origine fluviale.

Parte della sequenza del sondaggio MR2 è stata oggetto di analisi palinologiche (Appendice 3). La sequenza studiata (65,80-72,05 m) è riferibile ad un periodo interglaciale, per la scarsa presenza di piante erbacee tipiche di ambienti aperti, di steppa e prateria, ed è caratterizzata dalla presenza di piante arboree riconducibili ad una vegetazione di tipo montano dominata da Conifere. I risultati più interessanti sono quelli della parte più profonda della sequenza (70,05 - 72,05 m) in cui sono presenti anche generi estinti come *Taxodium*, *Tsuga*, *Carya*, *Pterocarya* e alcuni granuli attribuiti a *Liquidambar*, la cui presenza sposta in avanti la persistenza di questo genere in questo settore dell'Appennino Centrale, analogamente a quanto riscontrato nella conca di Cascina (§ 2.2.1.2.) e in Appennino meridionale (RUSSO ERMOLLI, 1994).

Il sondaggio MR1 mostra, al di sopra dei depositi lacustri, l'instaurarsi di una sedimentazione alluvionale, fortemente influenzata dalla vicinanza di versanti alimentatori e caratterizzata da ripetuti episodi di progradazione e di ritiro di conoidi torrentizi. Di questa fase affiorano solo scarsissime testimonianze, costituite da lembi di depositi torrentizi affioranti fra Capitignano ed Aringo, prevalentemente

nel *footwall* della faglia bordiera, caratterizzati da superfici sommitali erosive e da rapporti di *onlap* sul substrato, sono stati riferiti ad una generica unità informale, l'***unità di Paterno*** perché privi di *markers* e di elementi di datazione e pertanto difficilmente correlabili ad un preciso intervallo dei depositi attraversati in sondaggio nel settore di *hangingwall* o ai depositi affioranti nel vicino bacino di Pizzoli (§ 2.2.).

La presenza nella parte alta dei sondaggi di discontinuità, talvolta associate a suoli poco sviluppati, indica che fra il tardo Pleistocene medio ed il Pleistocene superiore l'aggradazione del bacino è stata interrotta da diversi episodi erosivi. Le datazioni ^{14}C AMS (Tab. 3) ed OSL (Tav. 2), eseguite negli ultimi 20-30 m, permettono di riferire questi depositi al Pleistocene superiore (***sintema di Valle Majelama***), fase in cui si è sviluppata la fascia dei conoidi del versante nord-orientale.

Durante l'Olocene si sviluppa una fascia di conoidi in posizione molto distante dal fronte montuoso nord-orientale, ad indicare una stasi o un rallentamento dell'attività della struttura bordiera, che non riesce più a compensare il tasso di sedimentazione. Tuttavia, fino in epoca storica si registrano alcuni eventi di trasporto in massa, nella zona apicale delle conoidi del Pleistocene superiore, che devono aver determinato il riempimento del canale adduttore, la tracimazione e la sedimentazione di colate fangose e depositi torrentizi di esiguo spessore (§ 10.).

Viceversa, il sottobacino di Piedicolle continua per tutto l'Olocene, fino ai recenti interventi antropici di canalizzazione delle acque, ad essere interessato da significativa subsidenza e da una sedimentazione alluvionale con ripetuti episodi palustri o lacustri.

2.3.2. - *supersintema di Aielli-Pescina* (**AP**)

Nella conca di Montereale l'unica unità affiorante riferibile al *supersintema di Aielli-Pescina* (§ 2.1.2.) sono i *conglomerati di Castello di Montereale.*

Il limite inferiore dell'unità in superficie ha carattere erosivo ed è costituito dal contatto in *onlap* dei *conglomerati di Castello di Montereale* sul substrato carbonatico. Il limite superiore in superficie è di natura erosiva e caratterizzato dalla presenza di ghiaie e limi alterati e sporadicamente da suoli troncati di colore rossastro.

Rientrano nel *supersintema di Aielli-Pescina* le successioni non affioranti attraversate nei sondaggi MR1, MR2 e MR3 (§ 2.3.1.). Nel sottosuolo i depositi di AP sono riconducibili ad almeno due diverse unità stratigrafiche, separate da una *unconformity* collocabile fra l'inizio del Pleistocene medio e circa 523 ka, età del *tephra* rinvenuto nel sondaggio MR3 (Appendice 1). La prima unità, di cui non è stata intercettata la discontinuità basale, ha dapprima polarità magnetica inversa, poi diretta e comprende i *conglomerati di Castello Montereale* e le argilliti e siltiti

PROGETTO CARG

lacustri rinvenute in profondità nel sottobacino di Capitignano (Tav. 2). La seconda unità, con limite superiore non definibile in sondaggio, contiene il *tephra* prima citato ed è quindi in parte riferibile al Pleistocene medio basale. Una correlazione approssimativa può essere tentata con le unità del bacino di Pizzoli, *sintema di Cona della Croce* e *sintema di Barete*, o con le unità della conca di Scoppito, *sintema di Madonna della Strada* e *sintema del Fosso del Genzano* (Tav. 2).

2.3.2.1. - conglomerati di Castello di Montereale (**CCM**)

Questa unità corrisponde alle *brecce di Castello* di Basili (1999) riferite da Galadini *et alii* (2000) al Pleistocene inferiore sulla base della correlazione con le *brecce di Bisegna* descritte da Bosi & Messina (1991).

Depositi riferibili a questa unità affiorano fra Castello e l'altopiano di Aielli-Aia del Prete, a NE di M. Marine. Il limite inferiore dell'unità ha carattere erosivo ed è costituito dal contatto in *onlap* sul substrato carbonatico. La superficie limite superiore è marcatamente erosiva e terrazzata ed è caratterizzata dalla presenza di ghiaie e limi alterati e sporadicamente da suoli troncati di colore rossastro. In sondaggio il limite superiore dell'unità corrisponde all'*unconformity* che segna il passaggio, marcato da un suolo plurimetrico, da ghiaie di conoide alluvionale ad elementi prevalentemente carbonatici provenienti dal settore meridionale del bacino, a limi di piana alluvionale e a depositi alluvionali con ciottoli arenacei, provenienti dai quadranti orientali.

L'unità è costituita da *diamicton* da scarsamente a ben cementati, con clasti calcarei grossolani in matrice limoso-sabbiosa talora prevalente, passanti verso l'alto a ghiaie e conglomerati con clasti calcarei poligenici, da moderatamente a ben classati, con stratificazioni incrociate, in strati pluridecimetrici e metrici.

I depositi affioranti sono stati prodotti da eventi sedimentari da *gravity-flow-dominated* a *traction-current-dominated,* riferibili ad un conoide alluvionale. I depositi attraversati nel sondaggio MR2 (Fig. 65) sono riferibili a facies distali di conoide alluvionale e a facies di piana alluvionale.

L'unità testimonia le prime fasi di sedimentazione che hanno interessato la conca di Montereale ed è costituita dai resti di un conoide torrentizio, il cui bacino di alimentazione si estendeva fra le dorsali del M. Marine e del M. Mozzano. La fine della sedimentazione del conoide corrisponde all'*unconformity* attraversata nel sondaggio MR2 (§ 2.3.), caratterizzata dalla presenza del suolo molto evoluto prima descritto. Successivamente alla formazione del conoide, il bacino di alimentazione è stato decapitato dagli affluenti del Fiume Aterno che solcano il versante nord-orientale del bacino di Pizzoli Arischia. In base ai dati disponibili gli eventi di cattura potrebbero collocarsi all'inizio del Pleistocene medio (Chiarini *et alii*, 2014). L'unità è *tiltata* verso NE dall'attività della Faglia di San Giovanni (§ VIII

PROGETTO CARG

- 3.3.1.1.) ed è interessata da faglie trasversali, a direzione NE-SO, di modesta estensione e rigetto; è pertanto permeata da un reticolo di fratture lungo le quali l'erosione isola pilastri di roccia che evolvono con successivi crolli (Fig. 66).

I depositi affioranti presentano polarità magnetica inversa (Appendice 1). Nel sondaggio MR2 (Fig. 65), depositi analoghi passano, attraverso ripetute alternanze di ghiaie e limi sabbiosi, a depositi fini di piana alluvionale a polarità normale, riferibili al *chron Brunhes* (Appendice 1). I depositi attraversati nel sondaggio e quelli affioranti sono stati attribuiti alla stessa unità e pertanto riferiti allo stesso intervallo di tempo compreso fra il Calabriano *p.p.* e la parte iniziale del Pleistocene medio.

Calabriano *p.p* - Pleistocene medio *p.p.*

2.3.3. - *unità di Paterno* (**ERN**)

L'*unità di Paterno* affiora lungo il versante NE del bacino di Montereale. In assenza di sezioni significative, l'unità è stata osservata in alcuni sondaggi, di profondità non superiori ai 30 m, realizzati per scopi civili nell'abitato di Capitignano; le aree di affioramento sono state estrapolate in base alla morfologia, al colore dei suoli e alla presenza di clasti molto alterati. La mancanza di *markers* stratigrafici e di elementi di datazione non permette di stabilire una correlazione fondata fra *l'unità di Paterno* e le successioni attraversate in sondaggio al di sotto della piana olocenica. Questo problema e la collocazione delle aree di affiora-



Fig. 66 - *Caratteristiche forme di erosione nei conglomerati di Castello di Montereale.*

PROGETTO

mento rispetto alla faglia di Capitignano hanno portato all'adozione di un'unità informale invece di un sintema.

Il limite inferiore non è mai direttamente osservabile sul terreno, ma lungo i versanti settentrionali del bacino ha andamento chiaramente erosivo sul substrato arenaceo. Il limite superiore è di natura erosiva ed è caratterizzato da profili di alterazione compresi entro i colori 5YR delle *Munsell Soil Color Charts* e clasti arenacei molto alterati (*fantasmizzati*), talora associati a suoli troncati di colore rossastro. Il passaggio ai successivi depositi del *sintema di Valle Majelama*, che non è mai visibile in affioramento, ha andamento rettilineo ed è in parte tettonico.

L'unità è costituita da ghiaie o *diamicton* prevalentemente a supporto di clasti arenacei, con matrice sabbioso-limosa arrossata, riferibili ad ambienti di conoide torrentizio e a fenomeni di *debris flow (depositi di origine mista, di debris flow e/o torrentizi e/o di valanga, i)*. A questi si associano limi ghiaiosi, limi sabbiosi e argille limose di colore ocraceo sedimentate in aree di intercanale e nelle frange distali dei conoidi. A luoghi gli orizzonti si presentano inclinati contromonte (Fig. 67).

Nel settore a NO di Paterno l'unità presenta morfologie di conoide alluvionale parzialmente conservate, a differenza del settore fra Paterno e Capitignano nel quale appare invece molto erosa e rimodellata.

L'unità, in assenza di elementi di datazione, può essere solo genericamente riferita al Pleistocene medio *p.p.*. Non è possibile escludere che rientri nel *range* temporale del *supersintema di Aielli-Pescina*.

Pleistocene medio *p.p.*



Fig. 67 - *Depositi alluvionali a clasti embriciati dell'unità di Paterno, inclinati contromonte, nell'*hangingwall *di uno dei segmenti della faglia di Capitignano, in prossimità del paese di Paterno.*

PROGETTO

3. - UNITÀ UBIQUITARIE DEI BACINI DEI FIUMI ATERNO E VOMANO

3.1. - SINTEMA DI CATIGNANO (**ACT**)

Il *sintema di Catignano* è scarsamente rappresentato nel bacino di Pizzoli. Sono stati assegnati a questo sintema affioramenti poco estesi di ghiaie alluvionali presenti nei pressi di San Giovanni, in sinistra del Fiume Aterno. Si tratta di ghiaie prevalentemente minute, da subangolose a subarrotondate (*depositi alluvionali*, b), interessate al *top* da uno spesso orizzonte di alterazione rubefatto. Formano un terrazzo incassato all'interno dei sintemi di Cona della Croce e di Barete (§ 2.1.). Verso la sommità l'unità include un *tephra* in cui si distinguono due orizzonti cineritici: quello basale è di colore ocraceo ed è costituito da pomici giallastre alterate e cristalli di clinopirosseno, sanidino e mica; l'orizzonte sommitale è invece di colore grigio e più grossolano. Misure $^{40}Ar/^{39}Ar$, eseguite su cristallo singolo e su popolazioni di cristalli, hanno evidenziato una popolazione di sanidini non univoca. Considerazioni sui risultati ottenuti fanno ritenere che 156,2 ±8 ka rappresenti una buona stima dell'età di questo *tephra* (campione FP78b, Tab. 1, Appendice 2).

Nel settore orientale del bacino di Pizzoli, nei pressi della località San Lorenzo, sono state inoltre assegnate al *sintema di Catignano* coperture eluvio-colluviali di notevole spessore. Si tratta di limi argillosi, limi argilloso-sabbiosi e argille limose bruno-rossicci con scarsa ghiaia, a luoghi molto consistenti. derivanti in parte dall'alterazione di depositi alluvionali prevalentemente limosi contenenti abbondanti minerali vulcanici (*coltri eluvio-colluviali*, b_2). In uno scavo artificiale è stato rintracciato un *tephra*, per il quale determinazioni geochimiche hanno consentito soltanto l'associazione con il vulcanismo del Pleistocene medio laziale (campione FP252 Appendice 2)

Nel bacino di Campotosto depositi riferibili al *sintema di Catignano* affiorano ampiamente in tutta la paleovalle, che si sviluppa fra il Tronto e l'area di Poggio Cancelli, sospesa di oltre 100 m sull'attuale fondovalle del Tronto. Sono riferibili ad un collettore di drenaggio (l'attuale Torrente Malopasso, § IV) che proveniva dal versante sud-occidentale dei Monti della Laga e drenava verso il bacino di Campotosto. In seguito alla cattura del T. Malopasso da parte del F. Tronto, per erosione regressiva, la valle è dapprima rimasta isolata ed è poi stata inglobata nel bacino idrografico dal Torrente Castellano. Nel ramo di Poggio Cancelli affiorano depositi alluvionali terrazzati, già segnalati da CACCIUNI *et alii* (1995), antecedenti all'inversione del drenaggio, più antichi del Pleistocene superiore come desumibile dall'elevato gradio di alterazione e dalla presenza di un suolo rossastro, In assenza di elementi utili per definirne l'età, tali depositi sono stati dubitativamente riferiti al *sintema di Catignano*. I depositi successivi scarsamente affioranti ma attraversati in sondaggio, in facies di versante, alluvionali e palustri,

PROGETTO CARG

sono invece compatibili con il drenaggio attuale e sono pertanto riferiti al *sintema di Matelica* del Pleistocene superiore e descritti più avanti fra le unità del bacino del F. Tronto (§ 5).

I depositi sono costituiti da limi sabbiosi e sabbie limose, laminati ed addensati, con orizzonti argillosi e da ghiaie sabbiose, embriciate e *clast-supported*, con clasti da subarrotondati ad arrotondati, spesso appiattiti e discoidali, di natura arenacea, generalmente minuti, da millimetrici a centimetrici, con *cortex* molto sviluppato (Fig. 68); i depositi sono caratterizzati da intensa alterazione e rubefazione (*depositi alluvionali,* b).

Pleistocene medio *p.p.*

3.2. - sintema di Valle Majelama (**AVM**)

Il *sintema di Valle Majelama* è stato istituito per la prima volta nel F. 368 Avezzano per designare depositi riferibili alle fasi di resistasia dell'ultimo *Pleniglaciale* e del *Tardiglaciale* (Centamore *et alii*, 2006). Nei fogli successivi l'uni-



Fig. 68 - *Particolare degli orizzonti a clasti arenacei alterati e "fantasmizzati" nei depositi alluvionali affioranti nell'area di Poggio Cancelli, riferiti al sintema di Catignano.*

PROGETTO

tà ha assunto un significato più ampio ed è compresa tra il paleosuolo *Eemiano*, al *top* del sintema di Catignano, e la superficie topografica attuale o la superficie di erosione che si è sviluppata al passaggio Pleistocene-Olocene e comprende depositi connessi a fasi di elevata produttività di detrito da parte dei versanti, in un contesto di clima freddo e quindi di resistasia, verificatasi durante tutte le oscillazioni climatiche fredde del Pleistocene superiore ed in particolare durante l'ultimo massimo glaciale (Miccadei *et alii*, 2017). L'unità è stata utilizzata in tutti i fogli della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000 ricadenti nella Regione Abruzzo per rappresentare i depositi del Pleistocene superiore, con superficie basale corrispondente ad una fase di erosione fluviale o alla fase pedogenetica dell'ultimo interglaciale (suolo *Riss-Wurm* o *Eemiano*). In questa accezione, il *sintema di Valle Majelama* (AVM) nel F. 348 Antrodoco raggruppa tutti i depositi riferibili al Pleistocene superiore. Solo per i depositi alluvionali del bacino intermontano di Pizzoli sono state adottate delle suddivisioni in subsintemi costituiti da depositi terrazzati disposti a quote differenti sul fondovalle attuale: il ***subsintema di Conella*** (AVM_8, § 4.2.1.), più antico e il ***subsintema di Scentella*** (AVM_9, § 4.2.2.), più recente e con rapporti di incassamento con il precedente.

Il limite inferiore del *sintema di Valle Majelama* è generalmente costituito da una superficie erosiva, a volte marcata da depositi fortemente alterati, che segna il contatto con le unità del substrato o con i sintemi precedenti, visibile in affioramento solo in rari casi, generalmente lungo i versanti, ma riconosciuto a volte nelle stratigrafie dei sondaggi. Nella conca di Cascina l'unità poggia attraverso una superficie di natura erosiva sui depositi lacustri del *sintema di Cascina*. Il limite superiore è costituito dalla superficie deposizionale, più o meno rimodellata ed erosa, o dal contatto erosivo con i depositi olocenici. Nel bacino di Montereale l'unità poggia sui depositi dell'*unità di Paterno*, mentre il limite superiore corrisponde alla superficie topografica nella fascia pedemontana e ad un brusco cambiamento di facies e ad alcuni paleosuoli nei sondaggi MR2 e MR3 (Fig. 65). Alla base del versante meridionale del M. Mozzano, l'unità, vistosamente fagliata e deformata (Fig. 128) è in contatto tettonico con il substrato marino, con i *conglomerati del Castello di Montereale* (CCM) e con depositi olocenici.

Depositi riferibili al sintema indistinto sono diffusi alla base del versante orientale della conca di Montereale, lungo il versante meridionale di M. Mozzano, a circa 5-12 metri di profondità nella conca di Montereale, lungo i versanti sud-occidentali della dorsale M. Castiglione - M. Marine, nel bacino intermontano di Cagnano Amiterno, nella conca di Cascina e lungo il versante settentrionale della dorsale di M. Caola.

I depositi del *sintema di Valle Majelama* presentano generalmente morfologie deposizionali parzialmente conservate, con incisioni particolarmente marcate nei settori apicali dei conoidi al *footwall* delle faglie ad attività quaternaria, come lungo il versante fra Capitignano ed Aringo.

PROOF COPY

Al sintema sono riferiti depositi di ambienti diversi, il cui sviluppo è collegato in molti casi alle fasi climatiche arido-fredde del Pleistocene superiore, ma che in alcuni casi sono riferiti a periodi interstadiali. L'attribuzione dei depositi ad AVM si basa generalmente sull'espressione morfologica, sui rapporti con le unità più antiche, sull'assenza di alterazione, sulla presenza di suoli bruni poco sviluppati e su datazioni ^{14}C AMS (Tab. 3).

Depositi alluvionali (b) appartenenti ad AVM affiorano nella piana di esondazione del torrente Grande, nel settore meridionale della conca di Montereale, e sono costituiti da alternanze di limi, limi con ghiaie minute angolose ed orizzonti pedogenizzati, con età ^{14}C AMS comprese fra 16048 ± 760 e 33577 ± 334 anni BP (Tab.3; Cinti *et alii*, 2018). Ghiaie calcaree fini, subarrotondate-subangolose, con matrice ghiaioso-sabbiosa, formano i conoidi alluvionali del versante sud-occidentale della conca di Cascina, dei quali il più esteso è quello di Cesa Felice.

Depositi di origine mista (i) sono diffusi alla base del versante nord-orientale della conca di Montereale dove formano estese conoidi. Sono depositi caotici e molto eterometrici (*diamicton*), con clasti arenacei talvolta verticalizzati, immersi in abbondante matrice limoso argillosa, legati a fenomeni di *debris flow*, alternati a ghiaie poco evolute con clasti arenacei da subangolosi a subarrotondati, immersi in una matrice limoso sabbiosa o limoso argillosa di colore chiaro, di origine torrentizia. Datazioni ^{14}C AMS ottenute su sedimenti ricchi di sostanza organica e paleosuoli attraversati in sondaggio hanno fornito età di 25249-24167 anni BC nel settore apicale di un conoide torrentizio a Sivignano (a -5 metri dal p.c.) e di 40259-38991 anni BC nella frangia distale del conoide di Capitignano, sempre ad una profondità di 5 metri.

Detriti di falda (a_3) costituiti da *diamicton* a clasti calcarei angolosi, da *clast-supported* a *matrix-supported*, da massivi a rozzamente stratificati, sciolti o scarsamente cementati, con matrice limoso sabbiosa, sono diffusi alla base dei versanti carbonatici, mentre lungo i versanti impostati nei litotipi del flysch della Laga sono presenti detriti a clasti angolosi e subangolosi di natura arenacea, non cementati, con matrice limoso sabbiosa di colore chiaro. Detriti di falda a granulometria fine caratterizzati da colorazione aranciata affiorano nel *footwall* della faglia del Monte Marine (Fig. 69). Corrispondono in parte alle Brecce di Sant'Antonio (Galadini & Galli, 2000; Bosi *et alii* 2003; 2004); la cui età ^{14}C, ottenuta in due diversi siti, è risultata di 27.575-28.755 BP e 34748-3808 BP (Galli *et alii*, 2011).

Sono stati attribuiti al *sintema di Valle Majelama* i depositi palustri che formano l'esteso piano relitto della conca intermontana di Cagnano Amiterno. Sono costituiti da limi ed argille limose laminate ricche di sostanza organica, con orizzonti torbosi, attraversate in sondaggio (Agnelli *et alii*, 2018). La datazione ^{14}C della sostanza organica contenuta in un orizzonte argilloso posto 3 metri dal p.c. ha restituito un'età di 40749 ± 870 anni BP

PROGETTO CARG



Fig. 69 - *Affioramento dei detriti di falda (AVM_{a3}) in località S. Antonio, nei pressi di Colle.*

Sulla base dei rapporti con l'attuale fondovalle del Torrente Mozzano sono state riferite al *sintema di Valle Majelama* alcune porzioni degli ingenti accumuli di frana che caratterizzano il tratto meridionale del versante a SE di Capitignano, distinguendoli dalle porzioni caratterizzate da movimenti recenti.

Il *sintema di Valle Majelama* indistinto è genericamente riferito al PLEISTOCENE SUPERIORE.

3.2.1. - *subsintema di Conella* (**AVM_8**)

Sono stati associati al *subsintema di Conella* depositi la cui formazione è riferita ad un periodo del Pleistocene superiore precedente al *Last Glacial Maximum* (LGM).

In particolare, sono stati attribuiti a questo subsintema i depositi che formano la frangia distale dei conoidi alluvionali tra Barete e Pizzoli e nell'area di Collemusino e San Lorenzo, coperti in gran parte dai conoidi alluvionali olocenici. Sono stati inoltre assegnati ad AVM_8 depositi in facies di conoide prossimale affioranti dal Fosso dell'Indice fino alla località Colle, dislocati dalla faglia del M. Marine e dai suoi *splay* sintetici e antitetici.

PRC CARG

Tra Barete e Pizzoli i depositi, osservati prevalentemente in sondaggio, sono costituiti da ghiaie sabbiose eterometriche con clasti da angolosi/subangolosi fino a subarrotondati, organizzate in orizzonti a diversa granulometria, con matrice limoso-sabbiosa aranciata e intercalazioni di sabbie, limi sabbiosi e limi con ghiaietto (*depositi alluvionali*, b). A luoghi prevalgono le intercalazioni grossolane, con abbondante matrice (*depositi di origine mista: torrentizi, di debris-flow*, i).

Datazioni ^{14}C ottenute nell'area di Barete su suoli campionati in sondaggio tra circa 9 e 25 m di profondità hanno fornito età variabili tra circa 33 e 45 ka BC (Tab. 2). I sondaggi FP136 (località Conella) e FP247 (Pizzoli, Via Roma), che hanno attraversato l'esteso conoide sul quale è edificato il centro storico di Pizzoli, hanno evidenziato la presenza di numerosi paleosuoli e di orizzonti di argilla organica e torbe, le cui datazioni (Tab. 2) hanno confermato i rapporti tra i subsintemi di Conella e di Scentella. Infatti, la datazione ^{14}C di un campione di argilla organica (FP136C Tab. 2) prelevato tra 21,50 e 21,70 m nel sondaggio FP136 ha restituito un'età di 36230-34205 anni BC, mentre i depositi di pianura alluvionale che in quest'area sottendono la superficie sommitale del *subsintema di Scentella* hanno restituito età di circa 17 ka BC (FP89, Tab. 2) risultando chiaramente incassati rispetto ad AVM_8.

Analogamente, il sondaggio FP247 realizzato nel centro storico di Pizzoli, dopo aver attraversato circa 11 m ghiaie di conoide alluvionale, ha evidenziato la presenza a varie profondità di siltiti e argille organiche, molto consistenti, riferibili ad ambienti palustri. La datazione di un campione prelevato nelle argille organiche a circa 24 m di profondità ha fornito un'età di 33600-32690 anni BC (FP247 Tab. 2). Nell'area di Collemusino un paleosuolo campionato in sondaggio, a circa 8 m di profondità, ha restituito un'età di 35667-34541 anni BC (FP230 Tab.2).

I depositi affioranti tra il Fosso dell'Indice e la località Colle, nella zona di faglia, sono costituiti da ghiaie eterometriche da subangolose a subarrotondate, clastosostenute, colore da *beige*, ad aranciato, a giallo ocraceo, con intercalazioni di limi e sabbie fini limose (*depositi alluvionali*, b). I depositi hanno età prevalentemente maggiori di 32 ka BC (FP5, FP22, FP137 e FP250 c-f, Tab. 2). In uno scavo artificiale a ridosso della scarpata di faglia in località Vallicella, questi depositi sono interessati da intercalazioni di sabbie ricche di carboni e da paleosuoli (Fig. 70) con età da >45000 anni (paleosuolo più basso) a circa 40 ka BC (FP250c-d-f Tab.2).

Infine, sono stati assegnati al *subsintema di Conella* anche i depositi di conoide alluvionale e fluviali di Sant'Eusanio e del Cimitero di San Paolo. Si tratta di ghiaie sabbiose, a clasti da subangolosi a subarrotondati, da subcentimetrici a centimetrici con rari clasti più grossolani; in un sondaggio a Sant'Eusanio sono state osservate intercalazioni di sabbie, limi e limi argillosi laminati, con abbondanti frammenti di conchiglie.

Pleistocene superiore *p.p.*

PROGETTO CARG

3.2.2. - *subsintema di Scentella* (**AVM$_9$**)

Il *subsintema di Scentella* include ghiaie sabbiose, a clasti prevalentemente carbonatici da centimetrici fino a decimetrici, arrotondati, *clast-supported*, con matrice limoso-sabbiosa e intercalazioni di sabbie, riferibili a depositi di riempimento di canale e limi e argille ricche di sostanza organica di esondazione o tracimazione fluviale (*depositi alluvionali*, b). Affiorano nelle scarpate dei terrazzi dell'area di Scentella, sospesi di pochi metri sul fondovalle attuale, e sono stati osservati all'interno dei numerosi scavi presenti nell'area industriale. In uno scavo sono stati osservati orizzonti ricchi di materiale vegetale con polline tipico di ambiente umido (*salix*, Asteroideae, Crucifere), riconducibili ad ambienti di *swamp* in un contesto di pianura alluvionale.

La datazione di un paleosuolo ricco di sostanza organica, campionato a pochi metri di profondità dalla superficie sommitale del terrazzo alluvionale, ha fornito un'età di 17981- 17226 anni BC (FP89 Tab.2).

Lo spessore dell'unità è di pochi metri; infatti a circa 5 m di profondità nel sondaggio PB1 è presente un paleosuolo di circa 34 ka (PB1b Tab. 2).

Il *subsintema di Scentella* comprende anche argille limose e limi argillosi, massivi, a luoghi con clasti sparsi, spesso costituiti da sedimenti di suoli bruno-rossastri, addensati (*coltri eluvio-colluviali,* b_2).

PLEISTOCENE SUPERIORE *p.p.*



Fig.70 - *Depositi alluvionali del subsintema di Conella, interessati da alcuni* splay *sintetici della faglia del Monte Marine, in una sezione artificiale in località Vallicella. Punti di prelievo dei campioni FP250c, d, f (Tab. 2).*

PROGETTO

Tab. 2 - Datazioni ^{14}C AMS effettuate dal laboratorio CEDAD - Centro di Fisica applicata, Datazione e Diagnostica dell'Università del Salento e dal Poznań Radiocarbon Laboratory (VAL1 e VAL2) su campioni prelevati nei depositi del Pleistocene superiore e dell'Olocene affioranti nella conca di Pizzoli (AQ). I risultati sono stati calibrati in base alle curve riportate in Reimer et alii *(2020) con il programma Oxcal 4.4 (*Bronk Ramsey et alii, *2009).*

ID campione	ID laboratorio	località	materiale datato	età convenzionale	età calibrata
MR1a	LTL4771A	Capitignano/Casci	paleosuolo	> 47000	*
MR1b	LTL4770A	Capitignano/Casci	paleosuolo	36710 ± 500 BP	40259-38991 BC
MR2	LTL4773A	Capitignano/Pratorosolo	paleosuolo	42987 ± 600 BP	44711-42631 BC
MR3a	LTL4771A	Montereale/Piedicolle	paleosuolo	> 47000	*
MR3b	LTL4774A	Montereale/Piedicolle	paleosuolo	33082 ± 450 BP	37233-34642 BC
MR3c	LTL5661A	Montereale/Piedicolle	resti vegetali	2729 ± 45 BP	983-805 BC
MR3d	LTL5663A	Montereale/Piedicolle	resti vegetali	1057 ± 45	885-1124 AD
CL18A	LTL13276A	Montereale/cava	paleosuolo	29805 ± 270 BP	32832-31790 BC
CL18B	LTL1874A	Montereale/cava	paleosuolo	29225 ± 250 BP	32371 - 31203 BC
CL18/15	LTL1873A	Montereale/cava	paleosuolo	25897 ± 200	28817 - 27942 BC
CL19A	LTL1875A	Montereale/cava	paleosuolo	29924 ± 240	32937 - 31973 BC
CL102	LTL8357A	Montereale/Molinella	torba	1619 ± 45	266 - 561 AD
CL100	LTL8358A	Montereale/S.Giovanni	paleosuolo	16056 ± 142 BP	17861 - 17049 BC
CL104a	LTL13277A	Montereale/S.Giovanni	sedimenti alluvionali	20900 ±178	23732 - 22764 BC
CL104b	LTL8360A	Montereale/S.Giovanni	sedimenti alluvionali	19127 ± 171 BP	21778 - 20641 BC
CL104c	LTL8359A	Montereale/S.Giovanni	sedimenti alluvionali	13282 ± 147 BP	14460 - 13595 BC
CL109	LTL8355A	Montereale/Piedicolle	orizzonte torboso	>45000	*
CL119Ac	LTL13279A	Poggio Cancelli	frammenti ossei	1069 ± 35	892 - 1028 AD
CL119Ab	LTL13280A	Poggio Cancelli	legno	2475 ± 45	772 - 418 BC
CL119Aa	LTL13281A	Poggio Cancelli	sedimenti torbosi	24866 ± 150	27548 - 26783 BC
CL119B	LTL13282A	Poggio Cancelli	resti vegetali	1004 ± 35	990 - 1158 AD
CL121-3	LTL13283A	Poggio Cancelli/S.Maria	carbone	2004 ± 45	149 BC - 125 AD
CL121-6	LTL13284A	Poggio Cancelli/S.Maria	sedimenti torbosi	4228 ± 45	2916 - 2636 BC
CL148-B	LTL13285A	Cittareale/Pallottini	paleosuolo	2098 ± 40	345 BC - 8 AD
CL111-3	LTL13278A	Capitignano/Sivignano	paleosuolo	22378 ± 200	25249 - 24167 BC
CL283	LTL16352A	Micigliano/S. Lorenzo	paleosuolo	6157 ± 45 BP	5217 - 4954 BC
SG2- ISPRA9	LTL16353A	Montereale/S. Giovanni	deposito colluviale	15621 ± 80	17125 - 16821 BC
SG2-B5S	LTL16354A	Montereale/S. Giovanni	deposito colluviale	10145 ± 75	10089 - 9401 BC
SG2-ISPRA1	LTL16355A	Montereale/S. Giovanni	deposito colluviale	23461 ± 120	25874 - 25421 BC
EC44	LTL18679A	Cittareale (RI)/Cupello	paleosuolo	6792 ± 45	5751 - 5622 BC
EC52	LTL18680A	Cittareale (RI)/Bricca	sedimenti alluvionali	1338 ± 45	607 - 776 AD
CL332	LTL18687A	Cagnano Amiterno/Sala	orizzonte torboso	38682 ± 601	41278 - 40075 BC
CPT2BIS-B	LTL21503	Capitignano	sedimenti alluvionali	15341 ± 100	16984 - 16342 BC
CPT1- 22	LTL21502	Capitignano	carbone	2726 ± 45	982 - 804 BC
CPT1-19	LTL21501	Capitignano	sedimenti alluvionali	14772 ± 75	16292 - 15937 BC
CPT1- 3	LTL21496	Capitignano	carbone	4483 ± 45	3356 - 3024 BC
CPT1- 7	LTL21499	Capitignano	carbone	2587 ± 45	830 - 546 BC
CPT1- 6	LTL21498	Capitignano	carbone	294 ± 45	1475 - 1795 AD

PROGETTO CARG

Tab. 3 - Datazioni ^{14}C AMS effettuate dal laboratorio CEDAD - Centro di Fisica applicata, Datazione e Diagnostica dell'Università del Salento su campioni prelevati nei depositi del Pleistocene superiore e dell'Olocene affioranti nelle conche di Montereale (AQ), Cagnano Amiterno (AQ), Campotosto (AQ) e Cittareale (RI). I risultati sono stati calibrati in base alle curve riportate in Reimer et alii *(2020) con il programma Oxcal 4.4 (*Bronk Ramsey et alii, *2009).*

ID campione	ID laboratorio	località	materiale datato	età convenzionale	età calibrata
MR1a	LTL4771A	Capitignano/Casci	paleosuolo	> 47000	*
MR1b	LTL4770A	Capitignano/Casci	paleosuolo	36710 ± 500 BP	40259-38991 BC
MR2	LTL4773A	Capitignano/Pratorosolo	paleosuolo	42987 ± 600 BP	44711-42631 BC
MR3a	LTL4771A	Montereale/Piedicolle	paleosuolo	> 47000	*
MR3b	LTL4774A	Montereale/Piedicolle	paleosuolo	33082 ± 450 BP	37233-34642 BC
MR3c	LTL5661A	Montereale/Piedicolle	resti vegetali	2729 ± 45 BP	983-805 BC
MR3d	LTL5663A	Montereale/Piedicolle	resti vegetali	1057 ± 45	885-1124 AD
CL18A	LTL13276A	Montereale/cava	paleosuolo	29805 ± 270 BP	32832-31790 BC
CL18B	LTL1874A	Montereale/cava	paleosuolo	29225 ± 250 BP	32371 - 31203 BC
CL18/15	LTL1873A	Montereale/cava	paleosuolo	25897 ± 200	28817 - 27942 BC
CL19A	LTL1875A	Montereale/cava	paleosuolo	29924 ± 240	32937 - 31973 BC
CL102	LTL8357A	Montereale/Molinella	torba	1619 ± 45	266 - 561 AD
CL100	LTL8358A	Montereale/S.Giovanni	paleosuolo	16056 ± 142 BP	17861 - 17049 BC
CL104a	LTL13277A	Montereale/S.Giovanni	sedimenti alluvionali	20900 ±178	23732 - 22764 BC
CL104b	LTL8360A	Montereale/S.Giovanni	sedimenti alluvionali	19127 ± 171 BP	21778 - 20641 BC
CL104c	LTL8359A	Montereale/S.Giovanni	sedimenti alluvionali	13282 ± 147 BP	14460 - 13595 BC
CL109	LTL8355A	Montereale/Piedicolle	orizzonte torboso	>45000	*
CL119Ac	LTL13279A	Poggio Cancelli	frammenti ossei	1069 ± 35	892 - 1028 AD
CL119Ab	LTL13280A	Poggio Cancelli	legno	2475 ± 45	772 - 418 BC
CL119Aa	LTL13281A	Poggio Cancelli	sedimenti torbosi	24866 ± 150	27548 - 26783 BC
CL119B	LTL13282A	Poggio Cancelli	resti vegetali	1004 ± 35	990 - 1158 AD
CL121-3	LTL13283A	Poggio Cancelli/S.Maria	carbone	2004 ± 45	149 BC - 125 AD
CL121-6	LTL13284A	Poggio Cancelli/S.Maria	sedimenti torbosi	4228 ± 45	2916 - 2636 BC
CL148-B	LTL13285A	Cittareale/Pallottini	paleosuolo	2098 ± 40	345 BC - 8 AD
CL111-3	LTL13278A	Capitignano/Sivignano	paleosuolo	22378 ± 200	25249 - 24167 BC
CL283	LTL16352A	Micigliano/S. Lorenzo	paleosuolo	6157 ± 45 BP	5217 - 4954 BC
SG2- ISPRA9	LTL16353A	Montereale/S. Giovanni	deposito colluviale	15621 ± 80	17125 - 16821 BC
SG2-B5S	LTL16354A	Montereale/S. Giovanni	deposito colluviale	10145 ± 75	10089 - 9401 BC
SG2-ISPRA1	LTL16355A	Montereale/S. Giovanni	deposito colluviale	23461 ± 120	25874 - 25421 BC
EC44	LTL18679A	Cittareale (RI)/Cupello	paleosuolo	6792 ± 45	5751 - 5622 BC
EC52	LTL18680A	Cittareale (RI)/Bricca	sedimenti alluvionali	1338 ± 45	607 - 776 AD
CL332	LTL18687A	Cagnano Amiterno/Sala	orizzonte torboso	38682 ± 601	41278 - 40075 BC
CPT2BIS-B	LTL21503	Capitignano	sedimenti alluvionali	15341 ± 100	16984 - 16342 BC
CPT1- 22	LTL21502	Capitignano	carbone	2726 ± 45	982 - 804 BC
CPT1-19	LTL21501	Capitignano	sedimenti alluvionali	14772 ± 75	16292 - 15937 BC
CPT1- 3	LTL21496	Capitignano	carbone	4483 ± 45	3356 - 3024 BC
CPT1- 7	LTL21499	Capitignano	carbone	2587 ± 45	830 - 546 BC
CPT1- 6	LTL21498	Capitignano	carbone	294 ± 45	1475 - 1795 AD

PROGETTO CARG

4. - BACINO DEL FIUME TRONTO

Nel F. Antrodoco sono comprese piccole porzioni del bacino del Fiume Tronto: la prima è nella zona di Scai - Torrita, in un'area di spartiacque con il bacino del Velino caratterizzata ancora attualmente da un drenaggio incerto; la seconda è rappresentata dal ramo di Poggio Cancelli del bacino di Campotosto, che dopo una prima fase con drenaggio verso SE, collegata all'evoluzione della conca intermontana, ha subito la cattura da parte del Torrente Castellano, affluente di sinistra del Fiume Tronto.

4.1. - SINTEMA DI RETROSI-TORRITA (**RTS**)

Il *sintema di Retrosi-Torrita* è stato istituito nell'ambito del F. 337 Norcia per designare depositi del Pleistocene superiore incassati all'interno del *sintema di Amatrice* e sospesi rispetto alle unità del Pleistocene superiore. Nel Foglio Antrodoco di questo sintema affiora soltanto un modesto lembo all'interno del bacino di Scai.

La base dell'unità è sepolta al di sotto dei depositi alluvionali olocenici, mentre lateralmente si osserva il contatto erosivo con il substrato, rappresentato dalla *formazione della Laga*. La superficie limite superiore rappresenta il *top* deposizionale dell'unità ed è sospesa a circa 20 m sull'attuale fondovalle, ad una quota di circa 1000 m s.l.m. Lo spessore dei depositi, attraversati in sondaggio all'interno dell'abitato di Scai, supera i 25 m. Sono costituiti da alternanze di sabbie, limi e argille con sottili orizzonti a ciottoli subcentimetrici e centimetrici arrotondati, riferibili ad ambienti palustri o lacustri di bassa profondità, con sporadici apporti alluvionali (*depositi lacustri e palustri, e*). Sono caratterizzati da intensa alterazione e rubefazione fino ad una profondità di 10-12 m, quindi assumono un colore grigio-azzurro.

PLEISTOCENE MEDIO p. p.

4.2. - SINTEMA DI MATELICA (**MTI**)

Il *sintema di Matelica* è un'unità molto rappresentata nei Fogli del versante adriatico delle Marche per indicare le alluvioni terrazzate del Pleistocene superiore. L'unità è stata adottata anche nel limitrofo F. 337 Norcia. Nel F. Antrodoco il *sintema di Matelica* comprende solo alcuni lembi di depositi alluvionali in facies di conoide e le falde detritiche ad essi associate, affioranti allo sbocco delle valli laterali del Torrente Castellano, nell'area di Poggio Cancelli, dopo la cattura del ramo di Poggio Cancelli del bacino di Campotosto da parte del Torrente Castel-

PROGETTO CARG

lano, nel Pleistocene superiore (§ IV). Sono costituiti da ghiaie a clasti arenacei e sabbie, con matrice limosa, che passano lateralmente a depositi sabbioso limosi, con orizzonti a clasti arenacei subarrotondati (*depositi alluvionali*, b) e, in sondaggio, a orizzonti palustri ricchi di sostanza organica, uno dei quali, a profondità di 9 metri, ha restituito un'età ^{14}C di 27548-26783 anni BC (CL119Aa). L'unità comprende anche detriti a clasti arenacei angolosi con matrice limoso sabbiosa (*detriti di falda,* a_3).

Pleistocene superiore

5. - CONCA INTERMONTANA DI LEONESSA

Il bacino intermontano di Leonessa presenta una morfologia articolata, con un settore centrale allungato in direzione NO-SE da cui si dipartono 4 rami principali verso N, NE e SE. Si sviluppa principalmente nei fogli 347 Rieti e 348 Antrodoco ed in misura minore nei fogli 336 Spoleto e 337 Norcia.

Genesi ed evoluzione del bacino intermontano sono legate all'attività del sistema di faglie che delineano il suo bordo meridionale, noto in letteratura come *faglia di Leonessa* (Scarsella, 1951; Bosi, 1987; Michetti & Serva, 1991) (§VIII 3.1.5.), costituito da segmenti subparalleli con direzione prevalente ONO-ESE, immersione verso NE e rigetto complessivo valutato intorno ai 1000 m. La depressione tettonica ha ospitato una sedimentazione di ambiente lacustre, palustre ed alluvionale fino alla prima parte del Pleistocene medio, seguita poi da sedimentazione prevalentemente alluvionale.

Nel F. 139 L'Aquila della Carta Geologica in scala 1:100.00 (Servizio Geologico d'Italia, 1955) i depositi quaternari del bacino di Leonessa sono distinti in 4 unità, di età compresa fra il Villafranchiano e l'Olocene; sono anche cartografati alcuni lembi di tufi vulcanici affioranti nel settore compreso tra Colleverde, Vallimpuni e Villa Immagine, sovrapposti stratigraficamente ai depositi lacustri villafranchiani.

Fra il 1958 ed il 1961 la Ge.Mi.Na. (1963) ha effettuato alcuni sondaggi profondi, corredati di studi analitici, giungendo ad indagare uno spessore di circa 230 m, senza raggiungere il substrato. Lo studio ha permesso di ricostruire una successione stratigrafica costituita da depositi alluvionali e lacustri riconducibili a 4 diversi complessi, fra i quali quelli più superficiali (complessi c e d, Fig. 71), rappresentati da argille, sabbie e prevalenti ghiaie alluvionali, affiorano nel F. 348. La porzione intermedia (complesso b), caratterizzata da facies lacustri con orizzonti lignitiferi, si ritrova in affioramento solo nel settore occidentale del bacino (*sintema di Villa Pulcini,* Ispra, in stampa a), ad O dei limiti del Foglio, mentre la porzione inferiore (complesso a), costituita sempre da depositi lacustri, non è mai affiorante.

PROGETTO CARG

La geometria profonda del bacino, già delineata dalla Ge.Mi.Na. (1963), è stata riveduta con dati gravimetrici da Skrame & Di Filippo (2015). La base del riempimento quaternario si articola in due sottobacini distinti, con spessori di 400 m in quello occidentale (F. 347) e di poco maggiori di 200 m in quello orientale (F. 348).

In uno studio multidisciplinare Fubelli *et alii* (2008) riferiscono i depositi affioranti a diverse unità a limiti inconformi. Le principali sono il *sintema Villa Pulcini-Colle Montano*, del Pleistocene inferiore, di ambiente lacustre e di piana alluvionale, e il *sintema di Leonessa*, del Pleistocene medio, costituito da depositi alluvionali ad O e da depositi lacustri ad E. Nella parte alta del *sintema di Leonessa* sono presenti intercalazioni di vulcaniti risedimentate. Le analisi paleontologiche, palinologiche e paleomagnetiche descritte nel lavoro (Fubelli *et alii*, 2008) forniscono un quadro cronologico e paleoambientale esauriente degli eventi di sedimentazione, riferendo la base della porzione affiorante del *sintema di Leonessa* al Galeriano (parte inferiore del Pleistocene medio) e distinguendo inoltre una seconda unità stratigrafica medio-Pleistocenica (*sintema di Terzone*) e alcune unità del Pleistocene superiore, incassate all'interno delle unità più antiche.

All'interno del Foglio Antrodoco, l'unità più antica è rappresentata dai ***conglomerati di Cumulata***, affioranti in un'area poco estesa al margine SE del bacino, nell'*hangingwall* della Faglia di Leonessa, i cui rapporti con le altre unità non sono mai visibili sul terreno, motivo per il quale si è ritenuto preferibile definire un'unità di tipo litostratigrafico.

I depositi del successivo ***sintema di Leonessa*** si rinvengono incassati di 40-50 m rispetto ai *conglomerati di Cumulata*. Sono costituiti da una potente successione conglomeratica che testimonia l'instaurarsi, fra la fine del Pleistocene inferiore ed il Pleistocene medio, di un ambiente deposizionale di conoide alluvionale con alimentazione dai rilievi del Monte Terminillo, come già evidenziato da Michetti & Serva (1991) e da Fubelli *et alii* (2008). La datazione di alcuni dei *tephra* rinvenuti nel settore orientale del bacino, all'interno del F. 337 Norcia (Chiarini *et alii*, 2022), ha consentito di precisare l'inquadramento cronologico e rivedere il significato stratigrafico dei depositi vulcanici affioranti collocandoli nel *sintema di Leonessa*, a differenza di quanto proposto da Fubelli *et alii* (2008) (§ 6.2.).

L'evoluzione successiva del bacino è caratterizzata dall'incisione dei conglomerati del *sintema di Leonessa* e da modesti episodi di aggradazione controllati principalmente dalle condizioni climatiche, dall'evoluzione dei sistemi idrografici dei fiumi Corno e Velino e, subordinatamente, dall'attività della faglia di Leonessa. Il primo di tali episodi ha dato luogo al ***sintema di Fonte Vetica***, che si riconosce prevalentemente lungo i versanti della conca, riferibile al Pleistocene medio.

L'ultima fase dell'evoluzione del bacino, di definitiva apertura con drenaggio verso il Fiume Corno e, in misura ridotta, verso il Fiume Velino, è rappresentata

PROGETTO CARG

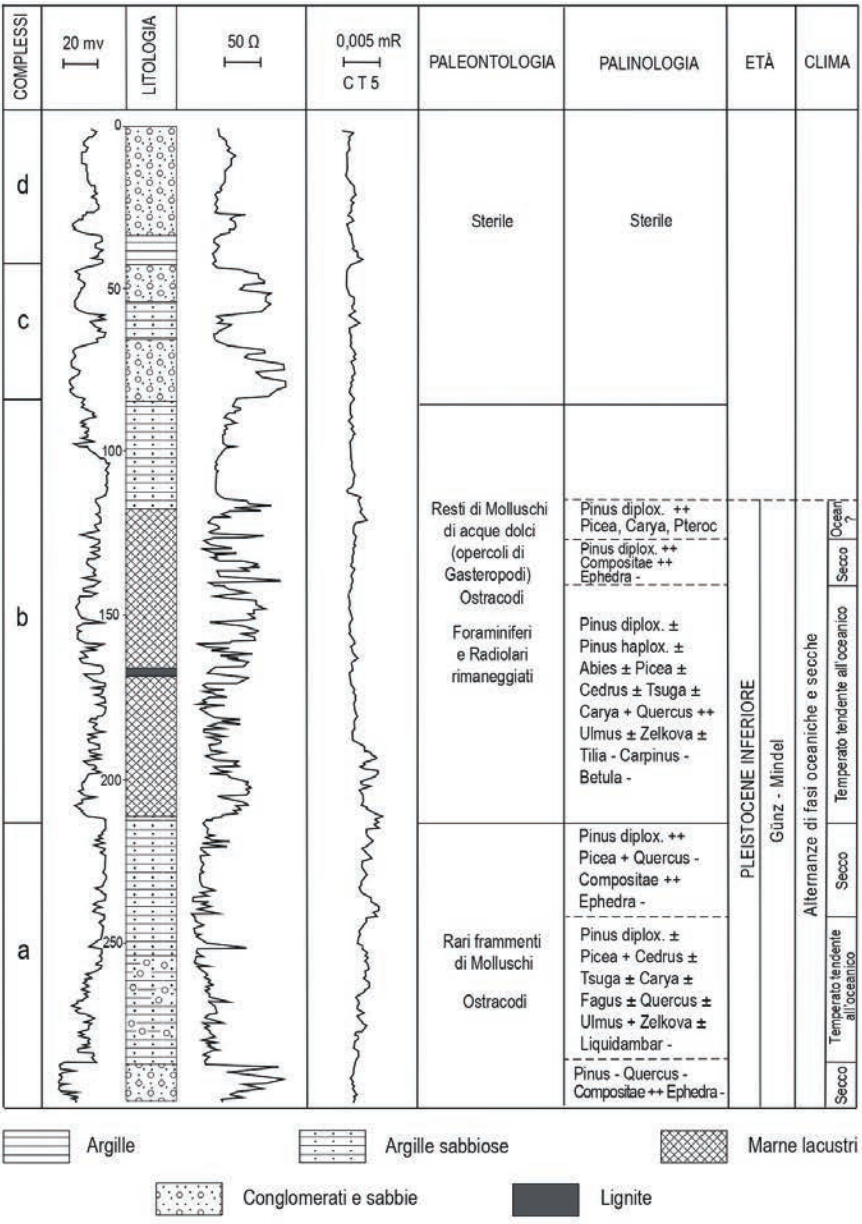


Fig. 71 - *Successione tipo del bacino di Leonessa, ricostruita da dati di sondaggio (GE.MI.NA., 1963).*

dai depositi del Pleistocene superiore (*sintema di Rieti, subsintema del M. Terminillo,* § 7.), e dai depositi olocenici (§ 8.).

5.1. - CONGLOMERATI DI CUMULATA (**CCU**)

I *conglomerati di Cumulata* affiorano in lembi isolati ad E di Vallimpuni, fra il Fosso dell'Inferno e Cumulata. In assenza di *markers* e di altri riferimenti cronostratigrafici non è possibile stabilire, ma nemmeno escludere, la correlazione dell'unità con il *sintema di Villa Pulcini*, affiorante nel limitrofo F. 357 Rieti, o con i depositi più antichi, rinvenuti in profondità nel settore occidentale del bacino (*complesso a*, Ge.Mi.Na., 1963).

Il limite inferiore corrisponde al contatto erosivo sul substrato carbonatico, mentre la superficie sommitale risulta leggermente inclinata verso NO e si conserva solo in esigui lembi fra i 990 e 1000 m s.l.m., sospesa di circa 50 m rispetto al *sintema di Leonessa*.

L'unità è costituita da conglomerati calcarei poligenici con clasti arrotondati e subarrotondati (Fig. 72), poco organizzati, moderatamente classati, con clasti di dimensioni comprese fra il cm e il dm e blocchi pluridecimetrici, in matrice ghiaioso-sabbiosa, ben cementati (*depositi alluvionali,* b). I depositi sono riferibili ad un corso d'acqua proveniente da SE che allo sbocco nel bacino di Leonessa formava un conoide alluvionale.

In base ai rapporti con il *sintema di Leonessa* l'unità può essere attribuita al PLEISTOCENE INFERIORE *p.p.*

5.2. - SINTEMA DI LEONESSA (**LEO**)

Il *sintema di Leonessa* è stato istituito da FUBELLI *et alii* (2008), per indicare i depositi più rappresentati nel bacino di Leonessa, affioranti ampiamente all'estremo nord-occidentale del Foglio. Il sintema è costituito da sedimenti di conoide alluvionale in eteropia nel settore orientale con depositi fini, sedimentati in un ambiente lacustre legato allo sbarramento del Fosso Veticone - Torrente di Valle Lunga da parte del conoide del Fosso Tascino. L'unità è stata cartografata anche nei fogli 337 Norcia (ISPRA, 2022a) e 347 Rieti (ISPRA, in stampa a). Coincide con il *complesso c* (Fig. 71) di GE.MI.NA. (1963) e corrisponde solo parzialmente ai depositi riferiti al *sintema di Casale Giannantoni* (GNT) nel F. 336 Spoleto (ISPRA, 2011). L'area di affioramento del sintema differisce rispetto a quanto riportato nel lavoro di FUBELLI *et alii* (2008), che riferiscono la porzione sommitale della successione affiorante nell'area di Terzone ad un'unità più recente (*sintema di Terzone*). I dati raccolti nel corso del rilevamento del limitrofo F. 337 Norcia hanno invece dimo-

PROGETTO CARG

strato che anche la parte superiore dell'unità, caratterizzata proprio sulla superficie di Terzone dalla presenza di un *tephra* e del relativo andosuolo, deve essere riferita alla parte iniziale del Pleistocene medio (Chiarini *et alii*, 2022). Lo spessore affiorante dell'unità localmente supera i 50 m di spessore.

La superficie limite inferiore, di natura erosiva, è visibile in affioramento solo nei pressi di Colle della Torre (F. 336 Spoleto, ISPRA, 2011), dove pone a contatto i depositi conglomeratici del sintema in parola con i depositi lacustri del *sintema di Villa Pulcini*, e corrisponde al passaggio dal *complesso b* al *complesso c* individuato da Ge.Mi.Na. (1963) (Fig. 71). Il limite superiore è rappresentato dalla superficie topografica e, ove ben conservato, coincide con la superficie deposizionale dell'unità sulla quale si ritrova un suolo molto profondo ed evoluto, in parte originato dall'alterazione di ceneri vulcaniche, con caratteristiche marcatamente policicliche (Raglione *et alii*, 2002) a testimonianza di una pedogenesi attiva dal Pleistocene medio fino ad oggi. Tale suolo, ove di spessore significativo è stato distinto come facies specifica (*prodotti eluviali, alteriti,* b_6).

Il *sintema di Leonessa* è costituito da limi argillosi, subordinatamente sabbiosi, da addensati a litoidi (*depositi lacustri,* e_2), generalmente di colore bruno, talvolta molto arrossati per l'intensa pedogenesi, i quali passano lateralmente a conglomerati e ghiaie a ciottoli da subarrotondati ad arrotondati, con matrice sabbioso-limosa (*depositi alluvionali e fluvioglaciali,* b). Nella porzione superiore



Fig. 72 - *Conglomerati in facies di conoide alluvionale nella zona di Cumulata. In basso, particolare.*

PROGETTO

della successione si ritrovano depositi vulcanoclastici litoidi, corrispondenti ai *depositi vulcanoclastici* di Fubelli *et alii* (2008) ed ai *tufi vulcanici ad est di Leonessa* del F. 139 L'Aquila 1:100.000 (Servizio Geologico d'Italia, 1955). Questi affiorano in lembi sulle scarpate che delimitano la superficie sommitale del sintema, lungo i crinali a N di Vallimpuni (Fig. 73), ad O di Colleverde e fra Colleverde ed il cimitero di Viesci. I depositi vulcanoclastici sono costituiti da tufi grigi, litoidi, primari o moderatamente rimaneggiati (*depositi vulcanoclastici*, l), con frammenti di biotiti, pirosseni, plagioclasi, anfiboli e rare leuciti, oltre a scorie, litici lavici e pomici (Fubelli *et alii*, 2008). Questi costituiscono dei corpi lenticolari nella porzione sommitale del *sintema di Leonessa*, e presentano rapporti di eteropia verticale e laterale con silt sottilmente laminati di ambiente lacustre. Hanno struttura massiva, o sono stratificati con giacitura suborizzontale. Lo spessore massimo è di circa 5 metri. I depositi, profondamente alterati, non hanno fornito minerali idonei per la datazione. L'inquadramento nella prima parte del Pleistocene medio è tuttavia supportato dalla datazione di un *tephra* (campione EC345, Tab. 1) rinvenuto presso Vallimpuni, alcuni metri più in basso all'interno del sintema.

I depositi del *sintema di Leonessa* conservano spesso la superficie deposizionale di un conoide alluvionale a bassa pendenza, mentre nella porzione distale una superficie suborizzontale rappresenta il *top* dei depositi lacustri.

Il rinvenimento di un molare di *Mammuthus* (mammuthus) cfr. M. (M.) *trogontherii* (Pohlig), riferibile al Galeriano (Pleistocene medio inferiore), la presenza nei depositi lacustri presso Volciano di sedimenti a polarità magnetica inversa alla base e poi a polarità normale (Fubelli *et alii*, 2008), così come le età $^{40}Ar/^{39}Ar$ (Tab. 1) ottenute su *tephra* individuati nella parte sommitale dell'unità (Chiarini *et alii*, 2022, Fig. 74) di: i) 551 ± 4 ka, nei pressi di Sala (campione FP16c2, Tab. 1, Appendice 2), ii) 535 ± 1 ka presso Vallimpuni (campione EC345) e iii) 592±44 ka (campione FP4) a Terzone, poco a N del limite del Foglio, consentono di riferire la successione affiorante tra la parte alta del Calabriano e la prima parte del Pleistocene medio.

Calabriano *p.p.* - Pleistocene medio *p.p.*

5.3. - sintema di Fonte Vetica (**FON**)

Il *sintema di Fonte Vetica* affiora principalmente in località Murighette a S di Vallunga e alla base del versante settentrionale del M. Cambio.

La superficie superiore dell'unità, generalmente ben conservata, è terrazzata e sospesa rispetto alle superfici sommitali che caratterizzano le unità successive (*sintema di Rieti* e *subsintema di M. Terminillo*) ed è caratterizzata da un suolo generalmente profondo, ma poco evoluto (Alfisuoli, secondo Raglione *et alii*, 2002). La superficie inferiore è invece chiaramente incassata rispetto al *sintema di Leonessa*.

PROGETTO CARG



Fig. 73 - *Affioramento di tufi litoidi (LEO_l) del sintema di Leonessa a N di Vallimpuni.*

Nell'area di Fonte Vetica il sintema si identifica con i conoidi alluvionali e detritici posti alla base del versante settentrionale di Monte Cambio, rappresentati da depositi ghiaiosi, debolmente cementati (*depositi alluvionali*, b) e da *diamicton* calcarei prevalentemente *clast supported* (*detriti di falda*, a_3). All'interno si ritrovano talvolta orizzonti ricchi di materiale vulcanoclastici risedimentati. Nella conca di Leonessa sono attribuiti all'unità depositi alluvionali prevalentemente limoso sabbiosi con orizzonti di ghiaia minuta in matrice limoso sabbiosa (*depositi alluvionali*, b).

Il sintema può essere riferito ad una fase precedente al *Last Glacial Maximum* (LGM), come evidenziato dai rapporti morfostratigrafici con il *subsintema del Monte Terminillo*, genericamente attribuibile, per le caratteristiche dei suoli, alla parte superiore del Pleistocene medio.

6. - BACINO DEL FIUME VELINO

Il settore occidentale del F. Antrodoco comprende il tratto montano della valle del Fiume Velino, a partire dalle sorgenti nell'area di Cittareale fino a Borgovelino. In questo settore nella prima parte del Quaternario hanno prevalso gli eventi erosivi, come dimostra la scarsità ed estrema frammentarietà dei depositi

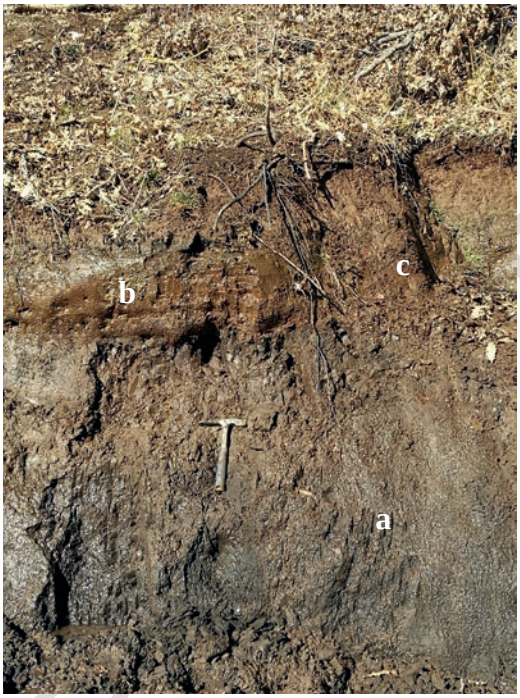




Fig. 74 - *A sinistra, sezione nella porzione superiore del sintema di Leonessa, nei pressi di Sala: (a) orizzonte tufaceo di colore grigio scuro, spessore affiorante circa 1 m; (b) orizzonte di circa 50 cm di limi argillosi con sabbia vulcanica, con base erosiva; (c) alternanze di sabbie vulcaniche e limi sabbiosi ocracei laminati. A destra, particolare dell'orizzonte vulcanoclastico di età* $^{40}Ar/^{39}Ar$ *551 ± 4 ka (FP16c2 in Tab. 1,* Chiarini et alii, *2022).*

quaternari che vi si rinvengono, per lo più rappresentati da facies gravitative e torrentizie.

I depositi più antichi affiorano nel tratto meridionale della valle del Fiume Velino, fra Micigliano ed Antrodoco. Sono rappresentati da depositi di paleofrana, detriti di falda e depositi alluvionali fortemente rimodellati e sospesi alla sommità delle dorsali o nella parte alta dei versanti, che non presentano relazioni con il paesaggio attuale, né hanno fornito elementi che ne permettano la correlazione con le unità riconosciute più a valle lungo il Fiume Velino e nel bacino di Rieti. Per tali motivi, sebbene sulla base dei rapporti con le unità successive sia plausibile che questi depositi rientrino nel *sintema del Paleo-Farfa*, definito nel F. 357 Cittaducale, sono stati identificati con singole unità litostratigrafiche, riferite genericamente al Pleistocene inferiore *p.p.*, raggruppate nel ***gruppo della paleovalle del Fiume Velino***.

I depositi continentali successivi, profondamente incassati all'interno della Valle del Velino e delle valli tributarie, sono stati invece raggruppati nel ***supersintema della conca di Rieti,*** già definito nei limitrofi fogli 358 (Centamore & Dramis, 2010) e 357 (Cosentino *et alii*, 2014) per distinguere l'insieme dei depositi connessi all'impostazione e alla successiva evoluzione della conca di

Rieti all'interno del più antico bacino reatino (Barberi & Cavinato, 1992; Cavinato, 1993), fra il Pleistocene medio e il Pleistocene superiore. Al suo interno sono stati distinti il ***sintema di Cittaducale*** e il ***sintema di Casale Giannantoni,*** come nei fogli limitrofi. Relativamente al *sintema di Casale Giannantoni*, tuttavia, occorre specificare che l'unità adottata nel F. Antrodoco trova maggiore corrispondenza con quella del F. 357 Cittaducale, riferita alla prima parte del Pleistocene medio e non al Pleistocene medio finale, come nel F. 358 Pescorocchiano. Il supersintema, a differenza del F. 358, non comprende il *sintema di Rieti*, che ha assunto invece il significato, nel presente Foglio e nel F. 337 Norcia, di unità ubiquitaria.

Sono attribuiti al *sintema di Cittaducale* solo alcuni depositi travertinosi affioranti presso Mozza e, dubitativamente, le brecce affioranti nelle gole di Antrodoco, presso il santuario di Madonna delle Grotte, caratterizzate da una marcata discordanza angolare con i depositi dell'unità soprastante.

Il *sintema di Casale Giannantoni* è ampiamente rappresentato in tutto il settore sud-occidentale del Foglio, dove costituisce le fasce di conoidi alluvionali alla base del M. Valloni, del M. Cimata di Castello e del M. Giano, che presentano evidenze di dislocazione lungo la faglia di Antrodoco. Sono stati dubitativamente attribuiti al sintema anche i depositi affioranti nella conca di Bacugno ed esigui lembi di depositi alluvionali sospesi sul fianco occidentale del bacino di Cittareale.

Il *supersintema della conca di Rieti* comprende infine una terza unità, l'***unità di Antrodoco***, i cui depositi mostrano evidenze di fagliazione e sono incassati all'interno del *sintema di Casale Giannantoni* presso Antrodoco e Micigliano. La scelta di una unità informale è stata dettata in questo caso dall'impossibilità di correlare su basi fondate questi depositi con il *sintema del Torrente Ariana* del F. 357 Cittaducale. L'adozione del *sintema del Torrente Ariana*, inoltre, sarebbe stata problematica in quanto abbraccia un intervallo cronologico che si sovrappone in parte a quello del *sintema di Rieti*.

6.1. - Gruppo della paleovalle del Fiume Velino (**GV**)

Il *gruppo della Valle del Velino* comprende depositi di incerta attribuzione cronologica, riconducibili ad eventi sedimentari indipendenti avvenuti in un contesto paleogeografico e con un livello di base molto diversi da quelli attuali. Sono costituiti da tre formazioni, brecce di Persico, brecce di M. Giano e brecce di Santi Vatillo, non distinte cartograficamente per esigenze di sintesi e riferite, sulla base di considerazioni geomorfologiche, genericamente al Pleistocene inferiore *p.p.*, senza tuttavia escludere la possibilità che possano essere più antiche.

L'unità affiora sul Monte Giano, sui versanti orientali di Cimata di Castello e del M. Ritornello. La superficie limite inferiore, sebbene mai visibile in affio-

PROGETTO CARG

ramento, è un contatto di natura erosiva sulle formazioni del substrato. Il limite superiore è generalmente costituito dalla superficie topografica; nell'area di Santi Vatillo è in parte dato dal contatto erosivo con i conglomerati del *sintema di Casale Giannantoni*, che affiorano su entrambi i versanti della Valle Santa, in località Capecchia; sul M. Giano i detriti di falda riferiti a questa unità sono coperti in discordanza da depositi di versante del successivo *sintema di Casale Giannantoni*.

Pleistocene inferiore *p.p.*

6.1.1. - *brecce di Persico*

Nell'area di Persico, sul versante occidentale di Monte Giano, affiorano brecce e brecciole minute a giacitura suborizzontale, discretamente organizzate in orizzonti a stratificazione piano parallela ed incrociata, indicative di correnti trattive dirette da E verso O, matrice sabbiosa chiara, buona cementazione (*depositi alluvionali,* b) (Fig. 75). Sono formate prevalentemente a spese dei *calcari delle Gole del Velino* (VEL) e dei *calcari ad ellipsactinie* (ELL) e sono interessate da un fitto reticolo di faglie e fratture. Spessori massimi 70-80 m.

6.1.2. - *brecce di M. Giano*

La scarpata alta oltre 100 metri sotto la Croce di Monte Giano (Fig. 76a), è impostata in brecce eterometriche, prevalentemente grossolane, clasto sostenute, fortemente cementate, riferibili ad un'antica falda detritica quasi completamente smantellata dall'erosione (*detriti di falda,* a_3).

6.1.3. - *brecce di Santi Vatillo*

In corrispondenza del fronte dell'Olevano-Antrodoco, fra il monte Cimata di Castello ed il Colle Colonnella, affiorano brecce caotiche o mal organizzate, massive o in banchi metrici, con clasti eterometrici calcarei, angolosi e subangolosi, clasto sostenute, fortemente cementate, con blocchi di dimensioni fino a pluridecametriche, caratterizzate da profonda alterazione e interessate da forme di erosione carsica (Fig. 76b). Sono intensamente fratturate e sensibilmente basculate contromonte, con spessori superiori a 150 m. L'assenza di organizzazione, la scarsissima elaborazione dei clasti e l'estrema eterometricità indicano una messa in posto per fenomeni di *rock avalanches* (*depositi di frana antica, a_1*), originati lungo i versanti ad O dell'area di affioramento, come si deduce dalla litologia dei clasti, formati prevalentemente dai *calcari detritici con Posidonia*. Nell'area di Santi Vatillo costituisce un rilievo allungato non in connessione con i versanti attuali.

PROGETTO CARG



Fig. 75 - *Brecce organizzate in banchi a giacitura suborizzontale (brecce di Persico), affioranti nell'area di Persico, sul versante occidentale di Monte Giano.*

6.2. - SUPERSINTEMA DELLA CONCA DI RIETI (CR)

Il supersintema indistinto raggruppa sostanzialmente le facies gravitative, che prevalgono nel settore vallivo e nelle aree montane a N di Antrodoco. Tali depositi sono difficilmente correlabili con le unità presenti nella bassa Valle del Velino e quindi, a differenza di quelli alluvionali, non possono essere collocati nelle unità di rango inferiore.

Sono costituiti da brecce clinostratificate, clasto sostenute, eterometriche, a clasti angolosi, matrice sabbioso limosa (*detriti di falda,* a_3) affioranti lungo i versanti della Valle di Corno (cfr. *sintema di Colle Cantaro-Cave* del F. 358 Pescorocchiano) e nella porzione medio superiore dei versanti della Valle del Velino. Nell'area di Micigliano, in un'area in cui affiorano litotipi terrigeni, l'unità corrisponde ad un corpo di paleofrana (MARTINO *et alii*, 2003). Il deposito, molto rimodellato dall'erosione, è costituito da brecce caotiche o mal organizzate, massive o in banchi metrici, clasto sostenute, fortemente cementate, con clasti eterometrici angolosi e blocchi; include grandi blocchi di calcari riferibili alla Scaglia Rossa, affiorante più a monte. L'attribuzione al *supersintema della conca di Rieti* si basa unicamente su considerazioni morfostratigrafiche. Il corpo di frana poggia infatti su paleosuperfici modellate nell'unità arenaceo-pelitica (UAP) e nell'unità marnoso-argillosa (UAM), incassate all'interno delle dorsali montuose, è coperto da depositi del *sintema di Casale Giannantoni* (GNT) ed è notevolmente sospeso rispetto ai depositi dell'*unità di Antrodoco* (ANT), affioranti lungo la Valle del Fosso di Micigliano. Nelle aree di Marmorale e Fiorenzano (Antrodoco), il supersintema è costituto da brecce e ammassi

PROGETTO CARG



Fig. 76 - *a) Affioramento delle brecce di M. Giano lungo la scarpata che delimita il versante SO di M. Giano. Sullo sfondo la valle del Fiume Velino e l'abitato di Antrodoco. b) Forme di erosione carsica (pinnacoli) nelle brecce di Santi Vatillo, riferite ad antichi fenomeni di* rock avalanche.

caotici di blocchi, anche plurimetrici, riferibili a fenomeni di trasporto in massa a spese delle formazioni del substrato e delle brecce affioranti lungo i versanti del Monte Giano (*depositi di frana antica,* a_1); i depositi contengono talvolta blocchi plurimetrici di calcare arrotondati; a luoghi presentano moderata organizzazione, sono pertanto in parte riconducibili ad apporti torrentizi non distinguibili cartograficamente dai depositi di frana.

Gli spessori variano fra pochi metri e 70-100 m nei depositi di frana antica.

PLEISTOCENE INFERIORE *p.p.* - PLEISTOCENE MEDIO

6.2.1. - *sintema di Cittaducale* (**UCT**)

Depositi riferibili al *sintema di Cittaducale* affiorano subito a N dell'abitato di Mozza, alla stessa quota della superficie terrazzata, presso Canetra (F. 358), dove l'unità affiora più estesamente. I depositi sono costituiti da alternanze di travertini fitoermali di colore aranciato, limi sabbiosi, sabbie e ghiaie arrotondate con matrice travertinosa, coperti da un suolo fersiallitico di spessore metrico (*travertini*, f_1). Lo spessore affiorante è di soli 2 m.

PROOF ONLY

Sono stati attribuiti al sintema anche depositi incassati all'interno delle Gole di Antrodoco, presso il santuario della Madonna delle Grotte, costituiti da brecce clasto sostenute, poco organizzate e mal stratificate in bancate di spessore crescente verso N, litificate, con clasti angolosi calcarei, appartenenti ad un antico conoide alluvionale proveniente dai versanti sud-occidentali della valle (*depositi alluvionali*, b). Lo spessore affiorante è di circa 20 m. Le brecce immergono tra 25° e 40° verso NNE (Fig. 77a), mentre i soprastanti depositi del *sintema di Casale Giannantoni* sono clinostratificati verso S. Al passaggio fra le due unità (Fig. 77b) sono presenti in discordanza depositi alluvionali sabbioso limosi ricchi di minerali vulcanici rimaneggiati e un *tephra*, la cui datazione $^{39}Ar/^{40}Ar$ ha restituito un'età di 597±53 ka (EC218, Tab. 1, Appendice 2)). Le brecce di Madonna delle Grotte sono pertanto più antiche di circa 600 ka. Sono state solo, su questa base, dubitativamente riferite al *sintema di Cittaducale*.

Pleistocene medio *p.p.*

6.2.1. - *sintema di Cittaducale* (**UCT**)

Depositi riferibili al *sintema di Cittaducale* affiorano subito a N dell'abitato di Mozza, alla stessa quota della superficie terrazzata, presso Canetra (F. 358), dove l'unità affiora più estesamente. I depositi sono costituiti da alternanze di travertini fitoermali di colore aranciato, limi sabbiosi, sabbie e ghiaie arrotondate con matrice travertinosa, coperti da un suolo fersiallitico di spessore metrico (*travertini*, f_1). Lo spessore affiorante è di soli 2 m.

Sono stati attribuiti al sintema anche depositi incassati all'interno delle Gole di Antrodoco, presso il santuario della Madonna delle Grotte, costituiti da brecce clasto sostenute, poco organizzate e mal stratificate in bancate di spessore crescente verso N, litificate, con clasti angolosi calcarei, appartenenti ad un antico conoide alluvionale proveniente dai versanti sud-occidentali della valle (*depositi alluvionali*, b). Lo spessore affiorante è di circa 20 m. Le brecce immergono tra 25° e 40° verso NNE (Fig. 77a), mentre i soprastanti depositi del *sintema di Casale Giannantoni* sono clinostratificati verso S. Al passaggio fra le due unità (Fig. 77b) sono presenti in discordanza depositi alluvionali sabbioso limosi ricchi di minerali vulcanici rimaneggiati e un *tephra*, la cui datazione $^{39}Ar/^{40}Ar$ ha restituito un'età di 597±53 ka (EC218, Tab. 1, Appendice 2)). Le brecce di Madonna delle Grotte sono pertanto più antiche di circa 600 ka. Sono state solo, su questa base, dubitativamente riferite al *sintema di Cittaducale*.

Pleistocene medio *p.p.*

PROGETTO CARG

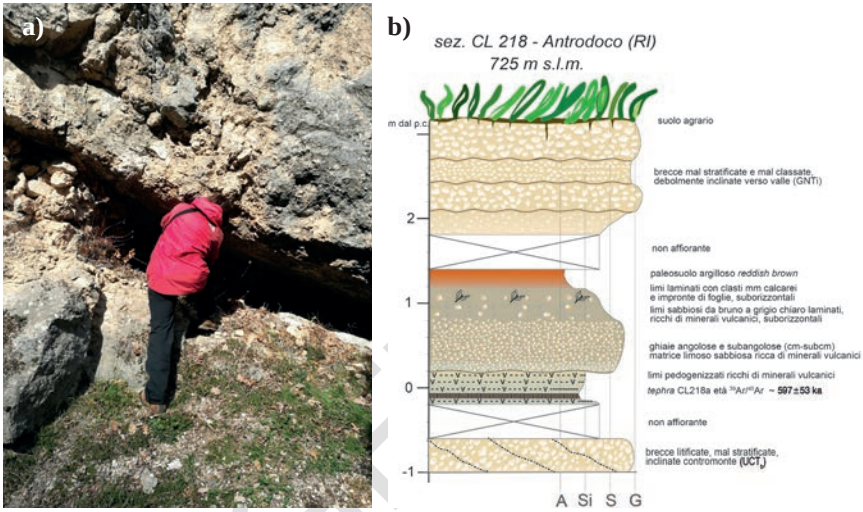


Fig. 77 - *Madonna delle Grotte (Antrodoco). a) affioramento di brecce litificate del sintema di Cittaducale (UCT$_b$); b) sezione stratigrafica al passaggio fra le brecce del sintema di Cittaducale (UCT$_b$) e i depositi di origine mista del sintema di Casale Giannantoni (GNT$_i$).*

6.2.2. - *sintema di Casale Giannantoni* (**GNT**)

Il *sintema di Casale Giannantoni* è stato definito per la prima volta nel F. 358 Pescorocchiano ed è cartografato nei limitrofi fogli 357 Cittaducale, 347 Rieti e 337 Norcia. Nel F. 358, nel tratto occidentale della Valle di Corno, GNT corrisponde al *sintema del Fosso di Genzano* (SFG).

Estese falde detritiche e conoidi di origine mista appartenenti al *sintema di Casale Giannantoni* affiorano alla base dei versanti meridionale ed occidentale di M. Giano, lungo i versanti orientali della dorsale di Cimata di Castello e del M. Valloni e sui versanti della Valle Scura, ad O di Sigillo. Depositi di GNT sono inoltre presenti in sporadici lembi fra Borgovelino e Antrodoco e lungo il margine occidentale della conca di Cittareale, dove formano modesti lembi di conglomerati litificati, ed infine più estesamente nella conca di Bacugno dove si presentano terrazzati, sia in destra che in sinistra idrografica.

Nella Valle di Corno e nelle Gole di Antrodoco la superficie limite inferiore dell'unità segna l'appoggio in discordanza sul substrato carbonatico e localmente sui depositi riferiti al *sintema di Cittaducale* (UCT$_b$, Fig. 77b). La superficie limite superiore è prevalentemente di natura erosiva, sebbene conservi spesso l'andamento dell'originaria superficie deposizionale; localmente è visibile l'appoggio dei successivi depositi del *sintema di Rieti*. Gli spessori massimi affioranti

raggiungono il centinaio di metri nelle Gole di Antrodoco, circa 75 metri in Valle Scura e 40 m nella conca di Bacugno.

I depositi presenti nell'area di Mozza, nelle Gole di Antrodoco, lungo i versanti del M. Giano e nel tratto terminale della Valle Scura, sono costituiti prevalentemente da conglomerati, da moderatamente a ben classati, e *diamicton* con clasti calcarei angolosi e subangolosi, eterometrici, di dimensioni fino al blocco, in abbondante matrice limosa di colore chiaro o terrosa, con orizzonti di limi pedogenizzati, generalmente poco cementati ma con banconi cementati, in facies torrentizia o di trasporto in massa (*depositi di origine mista,* i), i quali, a luoghi, passano lateralmente a conglomerati in facies di conoide alluvionale organizzati in *set* discretamente classati (Fig. 78a), con ciottoli e blocchi arrotondati ed embriciati (Fig. 78b), a volte *open work*, e rari orizzonti di spessore metrico di limi biancastri (*depositi alluvionali e fluvioglaciali,* b). Nella zona delle Gole di Antrodoco, in corrispondenza dell'asse vallivo principale, sono state osservate stratificazioni incrociate ed embriciature, che indicano un drenaggio verso O, in direzione della Valle del Fiume Velino.

Lungo i versanti del M. Giano e nelle Gole di Antrodoco si osservano ghiaie e brecce clinostratificate, con inclinazioni comprese fra 7° e 15°, da poco a ben cementate, mal classate, con clasti angolosi e subangolosi in prevalenza centimetrici e pluricentimetrici (*detriti di falda,* a_3).

Nel settore settentrionale della Valle di Corno, nell'area di Vignola, affiorano ghiaie e conglomerati ben organizzati ed embriciati, in orizzonti classati con ciottoli centimetrici e subcentimetrici da subangolosi a subarrotondati e orizzonti a clasti decimetrici ben arrotondati, con matrice terrosa limoso sabbiosa di colore bruno, ben cementati (Fig. 79) in facies di conoide alluvionale da prossimali a distali (*depositi alluvionali,* b). La porzione distale di questi corpi sedimentari è

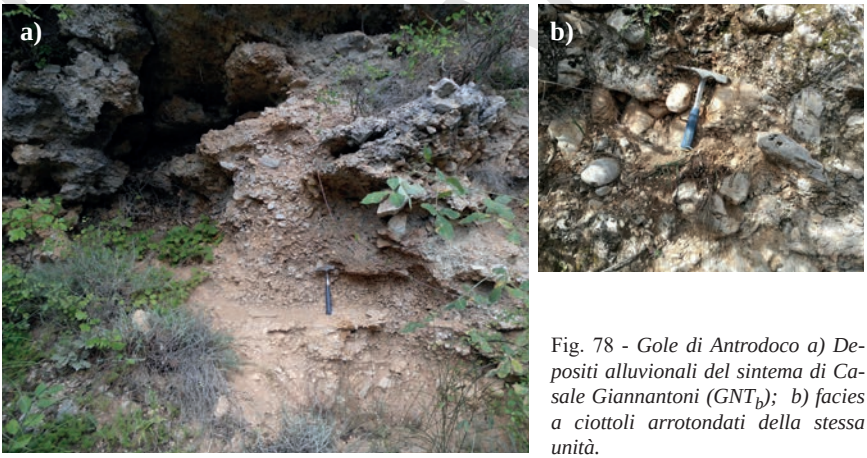


Fig. 78 - *Gole di Antrodoco a) Depositi alluvionali del sintema di Casale Giannantoni (GNT_b); b) facies a ciottoli arrotondati della stessa unità.*

PROOF PROOF





Fig. 79 - *Conglomerati organizzati in facies di conoide alluvionale del sintema di Casale Giannantoni. a) conoide di Vignola, Valle di Corno; b) conoidi del versante orientale di M. Valloni, a N di Micigliano.*

posta ad una quota via via decrescente procedendo da S verso N e con strutture sedimentarie che indicano un senso di scorrimento verso N, quindi verso il Fiume Velino.

A E e a N di Micigliano i depositi del sintema (Fig. 79b), in facies di conoide alluvionale, poggiano in parte sul substrato e in parte su un corpo di paleofrana (CR_{a1}).

Nella conca di Bacugno sono riferiti al sintema conglomerati cementati (Fig. 80) in eteropia laterale con depositi compatti prevalentemente argillosi e subordinatamente sabbiosi (*depositi alluvionali,* b), in lembi terrazzati di alcune decine di metri sopra il fondovalle attuale del fiume Velino, sia in destra che in sinistra idrografica.



Fig. 80 - *Conca intermontana di Bacugno. Depositi del sintema di Casale Giannantoni affioranti a ovest di Figino in facies conglomeratica (GNT_b).*

Per la presenza del già citato *tephra* di circa 600 ka (Appendice 2) intercalato negli orizzonti basali dell'unità presso il santuario di Madonna delle Grotte, in appoggio discordante su depositi riferiti al *sintema di Cittaducale*, i depositi del *sintema di Casale Giannantoni* sono riferibili al Pleistocene medio. Ulteriori vincoli cronologici per l'unità sono forniti dall'età Ar/Ar di 530 ka di un *tephra* rinvenuto nella porzione basale dei depositi alluvionali dell'unità in Valle di Corno (Gaeta *et alii*, 2010) e dalla datazione riportata in Brunamonte *et alii* (1993) che attribuisce un'età $^{40}Ar/^{39}Ar$ di circa 440 ka ad un *tephra* rinvenuto nella porzione sommitale dell'unità, nella località tipo di Casale Giannantoni, nel limitrofo F. 358 Pescorocchiano.

Pleistocene medio *p.p.*

6.2.3. - *unità di Antrodoco* (**ATD**)

L'*unità di Antrodoco* comprende i depositi, più antichi del *sintema di Rieti*, diffusi nell'area di Antrodoco e più limitatamente nella valle di Micigliano.

Nell'area di Vignola e nel paese di Antrodoco i depositi di ATD raggiungono spessori di alcune decine di metri e sono interessati da faglie con rigetti decimetrici. Sono generalmente rappresentati da ghiaie con clasti carbonatici subarrotondati e matrice sabbioso limosa, alternate ad orizzonti di limi biancastri con clasti calcarei, sabbie e limi pedogenizzati, con deformazioni da carico (Fig. 81) (*depositi alluvionali,* b). Lembi isolati di depositi alluvionali, con spessori affioranti di alcune decine di metri, si conservano anche nella valle del Fosso di Micigliano, talvolta associati a detriti di falda costituiti da ghiaie fini e grossolane, a clasti calcarei angolosi, poco cementate, *clast supported*, in orizzonti mal classati, con matrice costituita da sabbia finissima e limo di colore ocraceo (*detriti di falda,* a_3).

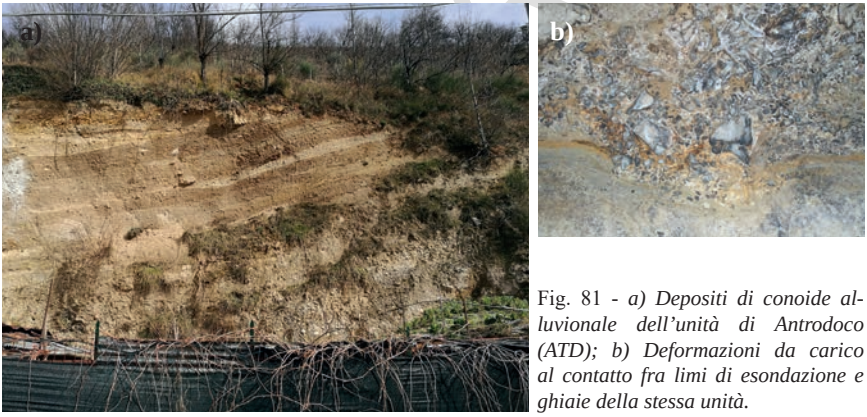


Fig. 81 - *a) Depositi di conoide alluvionale dell'unità di Antrodoco (ATD); b) Deformazioni da carico al contatto fra limi di esondazione e ghiaie della stessa unità.*

PROGETTO CARG

In base ai rapporti con le altre unità, in assenza di elementi di datazione, l'unità è stata riferita al Pleistocene medio *p.p.*

7. - UNITA' UBIQUITARIE DEI BACINI DEI FIUMI VELINO E CORNO

7.1. - sintema di Rieti (SRI)

Il ***sintema di Rieti*** è un'unità a carattere ubiquitario cartografata nei Fogli 347 Rieti (Ispra, in stampa a), 337 Norcia (Ispra, 2022, a) e 358 Pescorocchiano (Centamore & Dramis, 2010) per designare depositi connessi a fasi climatiche fredde del Pleistocene superiore, seppur più raramente include depositi, essenzialmente travertini, sedimentati in condizioni climatiche più temperate ed umide nei periodi interstadiali del Pleistocene superiore. L'unità assume il medesimo significato del *sintema di Valle Majelama,* adottato nel settore abruzzese del presente Foglio. Ove possibile al suo interno è stato distinto il ***subsintema di Monte Terminillo*** per raggruppare depositi riferibili all'ultimo massimo glaciale.

Lungo i versanti delle gole del Velino, lungo il versante orientale del M. Brecciaro e nella Valle Scura sono particolarmente sviluppati i detriti di falda (a_3) costituiti da sedimenti prevalentemente calcarei, eterometrici, con matrice ghiaioso sabbiosa o sabbioso limosa, talora a grossi blocchi, a luoghi cementati. Depositi a clasti angolosi con abbondante matrice limosa o limoso-sabbiosa (*depositi di versante, a*) sono diffusi lungo il versante occidentale del M. Giano, lungo il Fosso di Micigliano e nella zona di Sant'Angelo, all'estremità NO del Foglio.

Sulla base della posizione rispetto al fondovalle attuale, al grado di rimodellamento e allo sviluppo della copertura pedogenetica, sono stati attribuiti dubitativamente al *sintema di Rieti* i depositi di frana affioranti nell'area di Villa Camponeschi, a NE di Sigillo (*depositi di frana antica*, a_1). Il corpo di frana, originatasi con un meccanismo rototraslazionale dal collasso frontale della DGPV di Villa Camponeschi (§ XI 1.2., Fig. 135), connesso all'approfondimento erosivo della Valle del Velino, potrebbe anche essere stata innescata da un forte terremoto, ma è sicuramente precedente al terremoto del 1703 e da riferirsi, in base alle considerazioni di cui sopra, con ogni probabilità al Pleistocene superiore. Ove visibile, il deposito di frana è costituito da un *diamicton* a clasti molto eterometrici, a sostegno di matrice prevalentemente limosa, che ingloba massi di calcari e di calcari marnosi fino a decametrici. La porzione sommitale dell'accumulo è a luoghi coperta da depositi colluviali di esiguo spessore. Genesi analoga deve aver avuto il deposito di frana antica riconoscibile poco più a S, sulla sinistra idrografica del Fosso di San Pietro, sempre nell'ambito della DPGV di Villa Camponeschi.

Sono stati classificati genericamente come depositi di frana antica (a_1) del Pleistocene superiore, in parte legati a fenomeni di *debris flow,* i *diamicton* pre-

PROGETTO CARG

valentemente fini, limoso argillosi, con orizzonti clastici, a volte clasto sostenuti, con gradazioni dirette ed inverse, diffusi ai piedi del versante settentrionale di Santi Vatillo e, più a monte, nel Fosso dei Majori.

Nella Valle Scura, lungo il Fosso dei Majori e ad E del circo glaciale de La Fossetta, sono stati attribuiti al *sintema di Rieti* depositi caotici, mal classati, clasto sostenuti, con clasti eterometrici subangolosi e abbondante matrice terrosa, limoso sabbiosa, associati a depositi moderatamente organizzati, con clasti fino a subarrotondati, che costituiscono lembi molto rimodellati di conoidi torrentizi e di *debris flow* (*depositi di origine mista,* i) (Fig. 82).

Ghiaie, ghiaie sabbiose e ghiaie limose alternate ad orizzonti di limi e limi argillosi caratterizzano i terrazzi alluvionali sospesi sui fondivalle delle Gole di Antrodoco e del Velino e lungo il Torrente di Valle Lunga, fino a Sala, e numerosi conoidi alluvionali posti allo sbocco delle valli laterali (*depositi alluvionali e fluvioglaciali,* b).

Sulla base dei rapporti con i fondivalle attuali ed ai rapporti stratigrafici con le altre unità quaternarie, sono stati tentativamente riferiti a SRI alcuni lembi di travertini pisolitici (*travertini,* f_1) disposti a gradinata lungo il pendio a monte di Folcara, nell'area di Santa Giusta (Fig. 83a), così come i travertini affioranti a Borgovelino, costituiti da alternanze di facies compatte, laminate, oolitiche e



Fig. 82 - *Depositi di origine mista (di* debris flow *e torrentizi) del subsintema di M. Terminillo (SRI_1) affioranti allo sbocco del Fosso Pago, nella Valle Scura.*



Fig. 83 - *Travertini* (calcareous tufa) *del sintema di Rieti (SRIf): a) facies pisolitica affiorante nell'area di Santa Giusta; b) alternanze di facies compatte, laminate, oolitiche e fitoclastiche affioranti nell'abitato di Borgovelino.*

fitoclastiche (Fig. 83b), con spessori affioranti di 4-5 metri e superficie sommitale posta pochi metri al di sopra del fondovalle attuale. Questi ultimi presentano facies simili e sono posti a quote sul fondovalle attuale comparabili con i travertini affioranti poco più a S, nell'area della Centrale Elettrica di Cotilia, con età U/Th di 94800 ± 5000 anni (Soligo *et alii*, 2002), riferiti al *sintema di Torrente Ariana* nel F. 357 Cittaducale (Cosentino *et alii*, 2014).

I depositi di Santa Giusta e di Borgovelino sono definiti come travertini, secondo la terminologia prevista dalle linee guida CARG, sebbene le facies osservate siano in prevalenza riconducibili ai calcareous tufa (Gandin & Capezzuoli, 2008).

Pleistocene superiore

7.1.1. - *subsintema di Monte Terminillo* (**SRI$_1$**)

Il *subsintema di Monte Terminillo* raggruppa depositi glaciali, alluvionali e di versante riferibili all'ultimo massimo glaciale e, nella conca di Leonessa, corrisponde al *sintema di Villa Falcucci-Monte Tilia2* di Fubelli *et alii* (2008).

I depositi del *subsintema di M. Terminillo* sono caratterizzati da morfologie ben conservate e affiorano diffusamente alla base del versante settentrionale di Monte Cambio e su tutto il Massiccio del Terminillo. La superficie superiore

PROGETTO CARG

dell'unità corrisponde generalmente alla superficie deposizionale, blandamente rimodellata e caratterizzata dalla presenza di un suolo poco sviluppato. La superficie inferiore solitamente poggia sulle unità del Pleistocene medio, in cui talvolta è incassata.

I sedimenti glaciali sono rappresentati da *diamicton* caotici, con clasti e blocchi calcarei eterometrici in matrice limoso argillosa, a luoghi prevalente (*till indifferenziati,* c_1). Caratterizzano le aree a quote più elevate nel massiccio del Terminillo, formando lembi di depositi morenici all'interno dei circhi glaciali e nel settore di testata delle valli principali con morfologie generalmente ben conservate (Valle della Meta, Valle dell'Organo, Valle Scura). Secondo Giraudi (1998; 2011) sono riferibili al *Last Glacial Maximum* (LGM) e alle successive fasi di ritiro, quindi ad un intervallo di tempo compreso fra circa 30 e 16 ka cal. BP, motivo per cui sono stati attribuiti all'ultimo massimo glaciale (LGM), sebbene in alcuni casi non sia possibile escludere che siano da riferire a pulsazioni glaciali precedenti. In particolare, sono stati riferiti al *subsintema del M. Terminillo* alcuni accumuli caotici rinvenuti nel tratto medio alto della Valle Scura, a monte del gradino di origine glaciale che caratterizza quel settore della valle, ad una quota di 1300 m, sebbene siano caratterizzati da morfologie poco conservate, a differenza di quelli presenti poco più in alto.

Alla base del versante settentrionale di M. Cambio è presente una fascia continua di conoidi coalescenti formati da *diamicton* caotici, clasto sostenuti, mal classati, con clasti eterometrici subangolosi e abbondante matrice limoso sabbiosa, riferibili a *debris flow* e, in parte, ad accumuli di valanga, in eteropia a depositi moderatamente organizzati di origine torrentizia, con clasti fino a subarrotondati, blocchi arrotondati, lenti di sedimenti fini e matrice sabbioso limosa (*depositi di origine mista: debris flow e/o torrentizi e/o di valanga,* i). Depositi analoghi si rinvengono anche nella Valle Scura allo sbocco del Fosso Pago (Fig. 83), dove hanno determinato uno sbarramento lacustre temporaneo, i cui depositi, costituiti da limi argillosi sottilmente laminati, si rinvengono più a monte (*depositi lacustri,* e_2).

Ghiaie moderatamente classate, con matrice sabbioso limosa, in facies di conoide alluvionale si rinvengono, debolmente reincise, allo sbocco dei principali valloni che solcano il versante settentrionale del M. Cambio. Ghiaie arrotondate, ben organizzate e classate, di ambiente fluviale costituiscono i terrazzi presenti lungo la Valle Scura, incisi dall'alveo attuale (*depositi alluvionali e fluvioglaciali,* b).

Depositi prevalentemente calcarei eterometrici, talora a grossi blocchi, con matrice ghiaioso sabbiosa o sabbioso limosa, generalmente sciolti, assieme a brecce stratificate mediamente cementate, formano le falde e i coni detritici alla base dei versanti carbonatici nelle aree più rilevate del massiccio di M. Terminillo (Iaccio Crudele, Pian di Scura, Costa Ghiaiosa, M. Porcini).

PROGETTO CARG

Il subsintema è riferibile ad un intervallo di tempo compreso fra il *Last Glacial Maximum* (LGM) e la fine del Pleistocene superiore.

Pleistocene superiore p.p.

8. - UNITÀ NON DISTINTE IN BASE AL BACINO DI APPARTENENZA

8.1. - Coltri eluvio - colluviali (**b_2**)

Le coltri eluvio-colluviali (b_2) sono sedimenti marcatamente polifasici, legati alla mobilizzazione lungo i versanti, ad opera delle acque dilavanti, di detriti, suoli e prodotti del disfacimento delle rocce affioranti, accumulati ai piedi dei versanti e nelle depressioni carsiche nel corso di ripetuti episodi di sedimentazione avvenuti in prevalenza durante fasi climatiche fredde ed aride. I depositi hanno poi subito un'alterazione in situ più o meno intensa in condizioni climatiche più temperate ed umide o nei periodi interglaciali. Possono poggiare sui prodotti del disfacimento chimico fisico in situ delle rocce del substrato: per tale motivo le coltri sono in parte costituite da depositi colluviali, in parte da materiali eluviali. Sono formati da sedimenti prevalentemente fini, limoso argillosi, generalmente massivi, con clasti carbonatici, silicei o arenacei sparsi, raramente clasto sostenuti, con matrice spesso costituita da sedimenti di suoli, a luoghi organizzati in orizzonti a diversa granulometria, diverso grado di alterazione e diversa colorazione.

In molti casi la sedimentazione della porzione superiore dei depositi, fortemente condizionata dalle attività antropiche, è ancora in corso. Possono pertanto contenere tracce legate alla frequentazione umana, come carboni e resti di laterizi. Generalmente privi di elementi di datazione, si distinguono dalle coltri eluvio-colluviali la cui sedimentazione è iniziata e si è sostanzialmente esaurita nell'ambito della formazione delle rispettive unità stratigrafiche o nel corso dell'Olocene. Nell'area del Foglio le coltri eluvio-colluviali caratterizzano i paesaggi relitti diffusi in molte aree.

Nei settori compresi fra i bacini di Cittareale a NO, l'area di Poggio Cancelli a NE ed il bacino di Montereale a SE, dove affiorano prevalentemente i litotipi della formazione del *flysch della Laga* e si sviluppano paesaggi relitti caratterizzati da piccole depressioni sospese, le coltri eluvio-colluviali sono costituite da sedimenti argillosi e sabbioso limosi con clasti sparsi di natura arenacea; in questi contesti talvolta mostrano rapporti di eteropia con i depositi alluvionali del Pleistocene superiore e sono coperte dai sedimenti ancora in formazione, di origine lacustre e palustre, come nella zona di Prato Pantano a Poggio Cancelli e nella conca di Cagnano Amiterno, o alluvionale come ai margini del bacino di Montereale. A S dell'altipiano di Aielli coltri eluvio-colluviali, costituite da argille limose massive, compatte, di colore ocraceo, si sviluppano sui *Conglomerati di Castello di Montereale*.

Nei contesti carbonatici le coltri eluvio-colluviali, sempre connesse allo svi-

PROGETTO CARG

luppo di paesaggi relitti, costituiscono il riempimento di valli sospese e di piccoli bacini tettonocarsici, come il bacino di Santo Nunzio e quello di Prati di Foce presso Basanello (Barete, AQ), dove passano in eteropia a detriti di falda e a depositi palustri ancora in formazione.

Pleistocene - Olocene

8.2. - Depositi olocenici

I depositi olocenici comprendono depositi attualmente in formazione e depositi completamente formati, come quelli che interessano alcune aree non più raggiunte dai corsi d'acqua attuali (*depositi alluvionali terrazzati,* b_{n1}) o alcuni depositi di frana antica (a_1).

Depositi alluvionali (b) affiorano nei fondivalle dei corsi d'acqua, dove sono rappresentati da sedimenti prevalentemente ghiaiosi o ghiaioso sabbiosi, con blocchi arrotondati fino a metrici, all'interno degli alvei fluviali e da ghiaie sabbiose e limose alternate ad orizzonti limoso sabbiosi nelle aree di esondazione. Nelle piane di esondazione attuali all'interno delle conche intermontane di Montereale (S. Maria in Pantanis) di Pizzoli (Madonna delle Fornaci) e di Cittareale i depositi alluvionali sono invece prevalentemente costituiti da argille limose e localmente da limi sabbiosi.

Nella piana alluvionale del Fiume Velino, presso Cittareale, orizzonti carboniosi campionati a 4 metri di profondità (Bricca) e a 2 metri di profondità (Pallottini) nella piana di esondazione attuale hanno fornito rispettivamente età AMS di 607-776 AD e di 345 BC - 8 AD.

Fra Aringo e Capitignano si sviluppa una fascia di conoidi olocenici costituiti da sabbie e ghiaie sabbiose, mentre alla base del Monte Marine i conoidi alluvionali sono caratterizzati da depositi da massivi a moderatamente organizzati, costituiti da ghiaie eterometriche, da subangolose a subarrotondate, da *matrix supported* a *clast supported*, con matrice sabbioso limosa.

Depositi alluvionali terrazzati (b_{n1}), caratterizzati da sedimenti ghiaioso sabbiosi o limoso sabbiosi, si rinvengono sospesi pochi metri al di sopra delle piane di esondazione attuali lungo il corso del F. Ratto, nell'area di Borgovelino, nell'alto bacino del Torrente Castellano, lungo il Torrente Mondragone e ai margini della conca di Montereale.

Nel bacino di Pizzoli sono frequenti i depositi colluviali (b_7) di epoca storica, romana o medioevale, prevalentemente limoso argillosi, generalmente massivi, di colore marrone rossiccio, con clasti carbonatici sparsi e frequenti resti di laterizi e carboncini (Fig. 84). Nell'area di Conella una datazione AMS su frammenti di carboni presenti alla base dei depositi colluviali ha fornito un'età di 773-989 AD (campione FP236A, Tab. 2). Alla base del versante SO del Monte Marine i depo-

PROGETTO CARG



Fig. 84 - *Bacino di Pizzoli. a) Depositi colluviali con laterizi in località Conella; il livello di carbone indicato con la freccia ha fornito età di circa 770 A.D. (campione FP236A); b) Depositi colluviali con laterizi che seppelliscono strutture riconducibili ad una frequentazione antropica in antico (freccia) in località San Lorenzo.*

siti colluviali, formati a spese dei carbonati dolomitizzati e cataclasati, si presentano generalmente a supporto di matrice, con clasti eterometrici dispersi, massivi e di colore grigiastro e sono interessati dalla deformazione della faglia omonima.

Limi e limi argillosi palustri (d*epositi palustri,* e_3) occupano le aree frequentemente inondate dal Fiume Aterno nella conca intermontana di Montereale e dal Fiume Velino nella conca di Cittareale, e si rinvengono nei bacini intermontani di Cascina, Cagnano Amiterno, Prati di Foce e nell'area del Torrente Castellano. Sedimenti prevalentemente fini sono attualmente in formazione nelle aree palustri che si sviluppano nelle conche di Cascina, Palarzano e Prati di Foce (*depositi palustri delle paludi attuali e subattuali,* e_5).

Le aree pedemontane, dove l'accentuata produzione detritica legata al crioclastismo, favorita dalla intensa fratturazione dei litotipi del substrato, si accompagna ad episodi parossistici di erosione e trasporto legati allo scioglimento delle nevi, sono caratterizzate da *diamicton* calcarei da *clast supported* a *matrix supported* fortemente eterometrici, con clasti angolosi e blocchi di dimensioni fino a plurimetriche in abbondante matrice limoso sabbiosa, riferibili a fenomeni di *debris flow*, talora associati a depositi torrentizi prevalentemente grossolani, con scarsa maturità tessiturale (d*epositi di origine mista: di debris flow e/o torrentizi e/o di valanga,* i). Questi depositi danno luogo a coni detritici ubicati allo sbocco dei profondi canaloni del gruppo montuoso del Terminillo, nella Valle Scura e lungo il versante settentrionale del M. Cambio, dove si riconoscono anche piccoli accumuli legati a fenomeni di valanga.

Detriti di falda (a_3) e coni di detrito sono diffusi alla base dei versanti carbonatici e sono composti da sedimenti prevalentemente calcarei, eterometrici, con matrice ghiaioso sabbiosa o sabbioso limosa, sono diffusi alla base dei versanti

carbonatici del massiccio del Terminillo, del M. Cambio, di M. Cavallo, del M. Cagno, in aree poste a quote elevate dove il crioclastismo determina un'intensa produzione di detriti. Lungo i versanti di M. Porcini e di Monte Rotondo e nella Valle Scura si sviluppano spesso coni di detrito. I detriti di falda sono frequenti anche lungo i versanti che bordano le conche intermontane di Cascina, del Palarzano, di Cagnano Amiterno e di Prati di Foce. In alcuni casi i depositi che si sviluppano ai piedi di scarpate in degradazione comprendono blocchi di dimensioni fino a decametriche (*detriti di falda a grossi blocchi,* a_3).

I depositi di frana (a_1) sono in genere riconducibili a processi tutt'ora in evoluzione, in parte a processi gravitativi inattivi e non più riattivabili nelle condizioni morfoclimatiche attuali (*depositi di frana antica,* a_{1a}). Questi sono principalmente prodotti da fenomeni di scorrimento o crollo o da fenomeni complessi e sono per lo più diffusi nelle aree di affioramento dei litotipi terrigeni. Talora i fenomeni franosi hanno coinvolto depositi quaternari più antichi, come nell'area fra Santi Vatillo e il Fosso dei Majori e lungo il versante sinistro delle Gole di Antrodoco, dove un esteso accumulo di frana, presumibilmente olocenico sebbene attualmente non più in evoluzione, ha mobilizzato depositi di paleofrana e depositi alluvionali riferibili al Pleistocene medio, oltre a coinvolgere il substrato. Nell'alto bacino del Fiume Aterno, ai piedi della dorsale di M. Civitella impostata nei litotipi terrigeni della formazione della Laga (LAG), fenomeni di crollo hanno prodotto ingenti accumuli di frana a grossi blocchi. I depositi di frana sono generalmente caratterizzati da *diamicton* prevalentemente fini, argilloso-marnosi, con clasti e blocchi eterometrici (*deposito di frana,* a_1); gli accumuli prodotti da frane di crollo sono generalmente costituiti da blocchi eterometrici, talora con blocchi fino a decametrici (*deposito di frana a grossi blocchi,* a_1).

I depositi di versante sono scarsamente diffusi e si sviluppano prevalentemente lungo i versanti impostati nei litotipi della *formazione della Laga*, della Scaglia cinerea e dell'*unità spongolitica*. Sono costituiti da sedimenti con clasti angolosi, in abbondante matrice argillosa, limosa o limoso-sabbiosa (*depositi di versante,* a). Alla base del versante sud-occidentale del Monte Marine i depositi di versante si presentano con una discreta organizzazione in orizzonti a diversa granulometria e sono formati da detriti minuti in abbondante matrice chiara, da beige a biancastra, formati a spese della cataclasite che costituisce l'ampia fascia di deformazione della faglia di Monte Marine.

I depositi prodotti dalle attività umane sono rappresentati da riporti, generalmente legati alla realizzazione di piani di posa di edifici ed impianti sportivi, da rilevati stradali e dalle opere di regimazione dei corsi d'acqua con argini rilevati (torrenti Grande, Mozzano e Mondragone nel bacino di Montereale) (*depositi antropici,* h). Altri accumuli antropici abbastanza diffusi, sebbene in pochi casi di dimensioni cartografabili, sono rappresentati da discariche di cava e da materiali di risulta dello scavo delle gallerie lungo la S.S. 4 Salaria (*discariche,* h_1).

PROPERTY OF CARG

PROGETTO CARG

VIII - ASSETTO STRUTTURALE

L'attuale quadro macro-strutturale del Foglio (Fig. 85) mostra i quattro Domini tettono-stratigrafici individuatisi a partire dal Giurassico inf., con particolare riferimento alle geometrie e al significato evolutivo dei principali elementi e sistemi tettonici pre, sin e post-orogenici. Come già illustrato nel § III e nel § VI, all'interno dei Domini sono individuabili cinque aree geografiche stratigraficamente omogenee (Fig. 6) ma i cui confini non sempre rappresentano delle chiare divisioni di corpi geologici tettonicamente definibili come unità strutturali, questo specialmente perché le formazioni mioceniche nel Foglio sono comuni a più Domini senza essere separate da elementi tettonici regionali. Le unità strutturali sono invece illustrate in Fig. 85 (che è riportata come elemento a cornice nella Carta) con la specifica che le linee tettoniche di separazione, come sotto specificato, non sempre sono univocamente definibili.

1) Il Dominio Umbro-Marchigiano-Sabino è strutturalmente allungato in direzione NNE-SSO, con sviluppo di pieghe ed accavallamenti E-vergenti responsabili dell'impilamento della successione bacino/transizione umbro-sabina sulle formazioni di rampa mioceniche. Geograficamente corrisponde all'area dei M.ti Reatini descritta nel § III ed è suddivisibile in tre unità strutturali (Fig. 85), delimitate da sovrascorrimenti principali. L'inviluppo più esterno di questi accavallamenti è parte della linea tettonica Olevano-Antrodoco-Monti Sibillini (OAS) (Parotto & Praturlon, 1975; Salvini & Vittori, 1982) anche se non è chiaro quale sia il *thrust*, fra i tanti *splay* frontali enucleatisi lungo questa fascia, da considerarsi letteralmente come "inviluppo esterno" delle unità di *hangingwall* (§ 2.1.3.);
2) il Dominio Laziale-Abruzzese è suddivisibile in due unità strutturali (Fig. 85): 1- quella sud-occidentale (M. Nuria-M.S. Rocco) ha assetto monoclinalico N-NE-immergente, con strati che tendono a ruotare in direzione meridia-



Fig. 85 - *Schema strutturale del Foglio Antrodoco. I Domini e le Unità strutturali derivano da quanto già noto in letteratura e da quanto rilevato per il Foglio; molte delle Unità non presentano però una chiara e univoca divisione tettonica con quelle contigue (si veda il testo per la spiegazione).*

na e a ribaltarsi avvicinandosi, verso O, alla linea OAS (di cui ne rappresentano parte del *footwall*). Le attuali linee tettoniche all'interno dell'area sono in prevalenza distensive e trascorrenti. L'area è confinata a NE dalla faglia

di Antrodoco, considerata da alcuni autori come faglia compressiva retrovergente (Salvucci, 1995), mentre in questo Foglio è considerata a movimento distensivo miocenico *early-orogenic* (§ 1.4.5.); 2- quella centro meridionale (Monti Giano-Gabbia-Calvo) è formata da una grossa monoclinale, N-NE-immergente, sezionata da un fitto fascio di faglie dirette o transtensive (sia sinsedimentarie che quaternarie) in prevalenza a direzione appenninica, SO e NE immergenti, e di *thrust* minori attivatisi presumibilmente nel Pliocene basale. Nella parte O e N-NE dell'area è inoltre presente un'articolata paleotettonica distensiva cretacico-paleogenica responsabile dell'annegamento di questa parte della piattaforma carbonatica a partire dal Turoniano basale (§ VI 3.19.). L'area si ricollega all'unità strutturale M. Calvo-M. La Rocca del limitrofo F. 358 Pescorocchiano e, più ad E, all'unità M. Cagno del F. 359 L'Aquila. L'area è limitata a S-SO dalla faglia di Antrodoco, a N e ad E è limitata al letto, per buona parte, dal *thrust* del M. Gabbia-M. Calvo, difficilmente però individuabile nella sua porzione occidentale (§ 2.2.1.). Questa unità è inoltre caratterizzata da lineamenti tettonici e pieghe a direzione NNE-SSO nella sua parte più occidentale, avvicinandosi alla linea OAS di cui ne rappresenta parte del *footwall*;

3) il Dominio del Gran Sasso è in questo Foglio ascritto ad un'unica unità strutturale (M. Mozzano-Cittareale-La Torretta, Fig. 85), ma forse suddivisibile in più sottounità (§ 2.3.). È ricollegabile all'unità tettonica M. La Torretta nel limitrofo F. 358 Pescorocchiano, all'unità M. Ruzza-M. delle Macchie nel F. 359 L'Aquila e all'unità Gran Sasso nel F. 349 Gran Sasso. Presenta strutture tettoniche a prevalente direzione appenninica, caratterizzate da due grosse strutture sinclinale-anticlinaliche, fra Borbona a SO e Ville di Fano a NE e dalla grossa anticlinale del M. Marine-Ville di Fano, in *plunge* assiale verso NO. La più importante linea compressiva è rappresentata dal *thrust* del M. Mozzano, diretta prosecuzione, verso O, del *thrust* del Gran Sasso (§ 2.3.3.), inizialmente con direzione NO-SE e poi (dubitativamente) con direzione N-S entrando all'interno della *formazione della Laga* attraverso il sistema di *thrust* a N di Aringo. Quest'ultimo sistema separa strutturalmente il Dominio del Gran Sasso dal prossimo, denominato della Laga, anche se le torbiditi della *formazione della Laga* (§ VI 5.5.) sono pure presenti nel Dominio del Gran Sasso a chiusura della successione carbonatica di transizione che lo caratterizza (§ VI 4., VI 5.5.). Verso O questo Dominio fa parte del *footwall* della linea d'accavallamento OAS;
4) il Dominio della Laga occupa l'area nord-orientale del Foglio (con affiorante la sola *formazione della Laga*), comprendente le unità strutturali Gran Sasso-Cittareale e Acquasanta-M.gna dei Fiori-Montagnone di Centamore *et alii* (1991b), le unità Gran Sasso e Montagnone-M.gna dei Fiori di Vezzani & Ghisetti (1998), l'unità della Laga nel F. 349 Gran Sasso e l'unità Cittareale-

PROGETTO CARG

Arquata del Tronto del F: 338 Norcia. L'unità tettonica che lo caratterizza (al *footwall* del *thrust* del Gran Sasso-M. Mozzano-sistema di Aringo) è qui denominata di Acquasanta in conformità a Centamore *et alii* (1991b) (Fig. 85) e presenta lineamenti tettonici in prevalenza meridiani.

1. - TETTONICA DISTENSIVA PRE E SIN-OROGENICA

La tettonica sin-sedimentaria, specialmente mesozoica, non sempre è identificabile attraverso il rilevamento di chiare superfici di faglia, ma deducibile attraverso altri indizi, quali l'aumento improvviso di spessore dei depositi, l'accostamento di terreni in *facies* diversa, la presenza di risedimenti, frane e *debris-flow* nelle successioni delle unità ribassate, la presenza di superfici silicizzate al contatto fra *facies* ed età diverse. Il riconoscimento delle faglie, o più spesso delle paleoscarpate da esse derivate, deve essere comprovato tenendo anche conto del fattore eustatico e del fattore paleoambientale, che possono portare ad improvvise variazioni di *facies* pur in assenza di una paleotettonica.

1.1. - La tettonica giurassica

In Appennino centrale la tettonica giurassica ha avuto il suo maggiore effetto nel Sinemuriano, durante il quale la estesa "paleo-piattaforma" carbonatica si smembra per essere poi contornata da ambienti bacinali. Tale differenziazione si ritrova nel F. Antrodoco ai bordi delle aree del M. Nuria e dei M.ti Giano-Gabbia, facenti attualmente parte dello spigolo NO della piattaforma Laziale-Abruzzese, che dal Giurassico inf. risulteranno confinanti sia con il bacino Umbro-Sabino, ad O, che con il bacino Gran Sasso-Marchigiano esterno, a N-NE. La prima separazione è data dalla *Linea Ancona-Anzio* (Migliorini, 1950), ad andamento attuale circa N-S, successivamente ripresa dalla tettonica distensiva cretacico-paleogenica ed infine nascosta, per inversione tettonica, dal sovrascorrimento, durante il Neogene, dell'area dei Monti Reatini (Dominio Umbro-Marchigiano-Sabino) sulla piattaforma Laziale-Abruzzese (§ 2.1.). Il passaggio invece dalla piattaforma a *facies* di transizione-bacino verso gli attuali quadranti NE del Foglio (area Gran Sasso-Marchigiana) è meno conosciuto ed era probabilmente più articolato rispetto alla *Linea Ancona-Anzio*; per alcuni autori si svolgeva infatti attraverso un doppio gradino tettonico (Castellarin *et alii*, 1978). Attualmente è in parte nascosto, verso E-NE, dal sovrascorrimento del M. Gabbia-M. Calvo (§ 2.2.1.), mentre sul lato N della piattaforma non è attualmente visibile poichè nell'area affiorano solo terreni cretacico-miocenici di *slope*-rampa carbonatica comuni ad entrambe le successioni. Più a S (F. 358

PROGETTO CARG

Pescorocchiano), il passaggio verso N-NE dalle *facies* di piattaforma a quelle di bacino è marcato da un andamento tortuoso ed obliquo rispetto alle attuali strutture tettoniche, fino a ricongiungersi, nel F. 359 L'Aquila, alla Linea M. Pettino-L'Aquila-T. Raiale.

Durante il *rifting* tetideo blocchi basculanti su faglie sintetiche ed antitetiche alle *master-faults* diedero vita ad alti relativi pelagici (PCP *sensu* Santantonio, 1994), isolati rispetto alla piattaforma persistente. Nel F. Antrodoco sono state individuate tre PCP nell'area Umbro-Sabina: di M. Tolentino, M. di Cambio e M. Boragine, ed inoltre quella di M. Marine nell'area Gran Sasso-Marchigiana esterna (Fig. 86). Queste PCP si individuano attraverso l'affiancamento e la sovrapposizione di *facies* condensate pelagiche (*gruppo del Bugarone,* BU) sul *Calcare Massiccio* (MAS).

È stata qui inoltre segnalata, per la prima volta, la strutturazione di una probabile PCP bajociana *post-rifting* nell'area di piattaforma carbonatica del M. Giano (Fig. 86). Questa PCP è stata successivamente "riassorbita" dalla progradazione

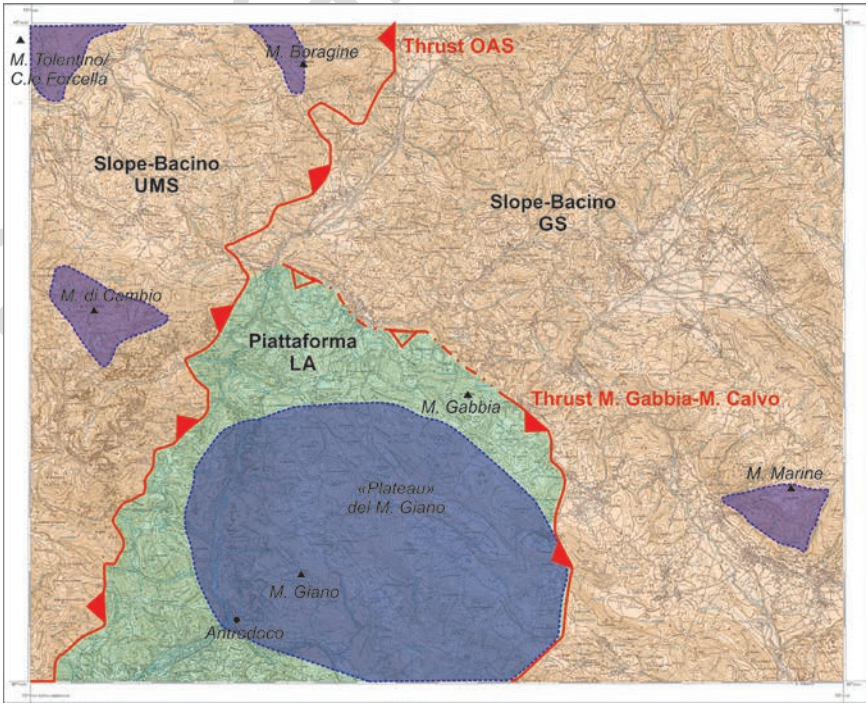


Fig. 86 - *Distribuzione delle PCP (in blu) riconosciute all'interno del F. Antrodoco. La estesa PCP del M. Giano (definibile come* plateau*) ha limiti non definiti a causa della mancanza di affioramenti della successione giurassica lungo i suoi bordi.*

dello slope/margine/laguna della piattaforma nel Giurassico sup./Cretacico inf. (§ VI 3.7.).

Una ricostruzione della paleotopografia e dell'evoluzione dei sistemi PCP-bacino riconosciuti nel Foglio è stata effettuata attraverso l'analisi delle associazioni di *facies* (f.a. in seguito) dei depositi pelagici, come descritte in Santantonio (1993, 1994) (Fig. 87).

1.1.1. - *La PCP del M. Tolentino/C.le Forcella*

La PCP del M. Tolentino (la cima del Monte è subito fuori del F. Antrodoco), situata all'interno dell'unità tettonica Palloroso/Tolentino del Dominio Umbro-Sabino (§ 2.1.1.) (Fig. 85), è affiorante solo in piccola parte nello spigolo NO del F. Antrodoco e più estesamente presente nel limitrofo F. 347 Rieti.

La successione stratigrafica inizia con il progressivo aumento di sedimenti fini ed elementi pelagici all'interno del MAS che assume quindi le caratteristiche tipiche del membro *Calcare Massiccio B* (MAS_1), con spessore compreso tra i 5 e i 10 m. Segue un intervallo (circa 5 m), a stratificazione media e sottile, di *wackestone* bioclastici ed intraclastici con ammoniti, radioli di echinidi, foraminiferi e radiolari (f.a. "A", fig.87), attribuiti ai *calcari stratificati grigi dell'Infernaccio* (IFC) del *gruppo del Bugarone* (BU), che indicano l'annegamento definitivo della precedente piattaforma carbonatica e l'instaurarsi di una PCP. La successione prosegue con circa 20 metri di *Marne di Monte Serrone* (RSN), con all'interno intercalazioni di *Rosso Ammonitico* (RSA), che testimoniano il graduale passaggio da condizioni di PCP a condizioni tipiche di bacino (f.a. "B", Fig. 87). Nell'ambito della succes-

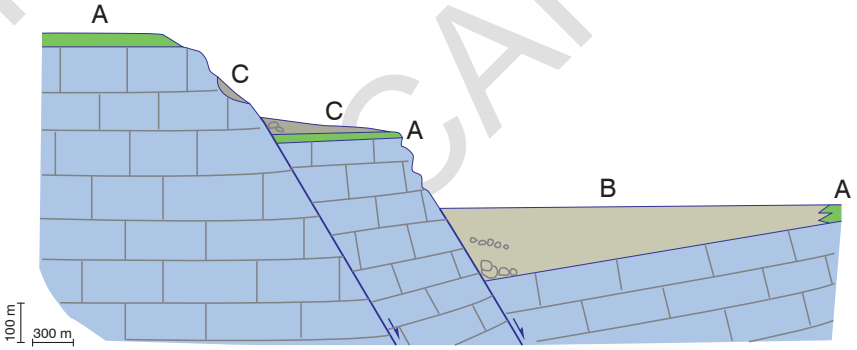


Fig. 87 - *Distribuzione delle associazioni di facies (A=top di alto strutturale, B=bacino, C=paleoscarpata e gradino ribassato) dei depositi pelagici nei sistemi PCP/bacino sensu Santantonio (1994) (mod. da Galluzzo & Santantonio, 2002).*

PROGETTO CARG

sione si registra una discordanza angolare della porzione pelagica sopra il *Calcare Massiccio* (MAS); nel suo insieme si osserva una geometria a *pinch out* attualmente N-immergente in direzione dei settori più profondi, non molto inclinata.

1.1.2. - *La PCP del M. di Cambio*

Piuttosto estesa in affioramento (dal M. di Cambio al settore di Buco del Merlo-Prato Gelato-Rif. Maiolica), è compresa all'interno dell'unità tettonica Terminillo/Nocella del Dominio Umbro-Sabino (§ 2.1.2., Fig. 85). Attualmente affiora discontinua a causa delle tettoniche distensive miocenica e quaternaria (faglie di Leonessa e dei Cavalli, § 3.1.5. e 3.1.1.) che hanno ripreso alcune delle maggiori discontinuità giurassiche della PCP.

La successione stratigrafica è costituita da lembi discontinui di MAS_1 e IFC (§ VI 1.2. e 1.5.) interposti tra il *Calcare Massiccio* (MAS) e le unità COK_a, RSN e DPO. A causa dell'alternarsi dei fenomeni di sedimentazione, erosione e trasporto sulle articolate morfologie della paleostruttura, i rapporti tra le formazioni riconosciute possono variare anche a brevi distanze. Si riconoscono due tipologie principali di associazioni di *facies*: f.a. "A", con assetto simile a quello descritto al M. Tolentino ed una f.a. "C", di paleoscarpata bordiera (Fig. 87). La f.a. "A" si rinviene nei pressi di C.le delle Pozze ed è costituita da depositi, affioranti in modo discontinuo, sia paraconcordanti che discordanti sul MAS (Fig. 88), su cui poi poggia la porzione inferiore della successione pelagica, rappresentata dall'unità IFC (max 5 m.). Questa è a sua volta ricoperta in discordanza dalla formazione delle *marne dei Ranchi* (RNH) (incartografabile, < 2m), del *gruppo del Bugarone,* cui seguono le RSN. Al tetto la successione è chiusa dai *calcari detritici a posidonia* (DPO), con spessore ridotto rispetto la tipica successione bacinale, in alcuni casi in evidente discordanza angolare. Localmente, gli strati dei DPO poggiano direttamente sul MAS, a testimonianza dell'irregolarità della superficie di sedimentazione.

In generale, tutta la successione descritta è attualmente immergente verso i quadranti E e SE, dove si sviluppa la ben più imponente successione bacinale (f.a. "B"), dalla *corniola detritica* (COK) fino alla *Maiolica* (MAI), con notevole e repentino aumento di spessore. Ancora più N, a Grotta dei Briganti e F.so la Ferge, il contatto MAS/RSN (sempre con locale interposizione dei IFC) è ancora esposto, sebbene disturbato da faglie ad andamento circa E-O e N-S. In quest'area il MAS e la successione bacinale hanno una giacitura paraconcordante, N-NO-immergente. Poiché in questa direzione aumenta anche lo spessore delle RSN e dei sovrastanti DPO è possibile supporre un'originaria morfologia a rampa.

La f.a. "C" si rinviene lungo varie direzioni: sul versante N del M. di Cambio, a N del Rif. Maiolica, a Prato Gelato-Buco del Merlo e a Prato Cristofaro.

PROGETTO CARG

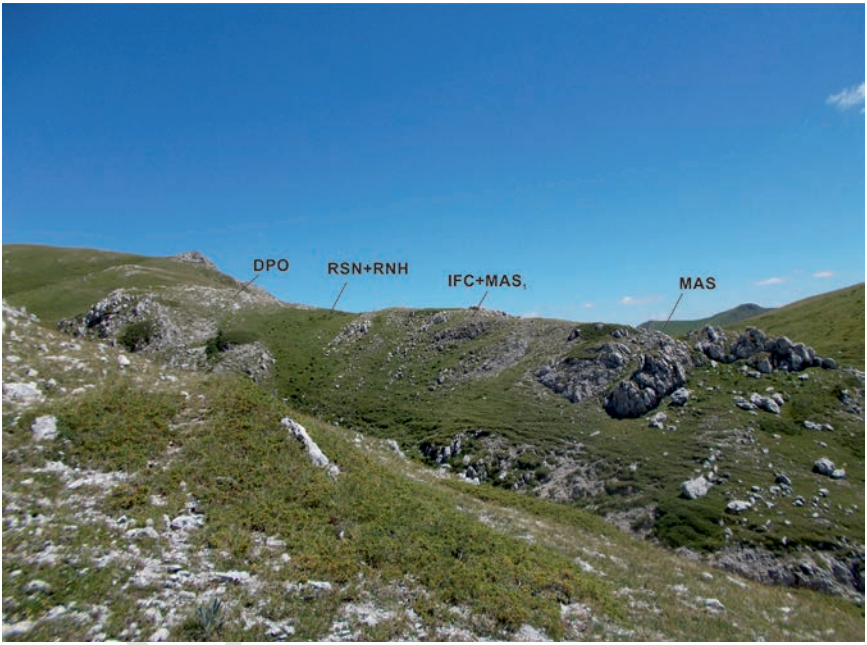


Fig. 88 - *Affioramento dei dintorni di quota 1830 a NE del M. I Porcini. È visibile il passaggio stratigrafico fra MAS, MAS_1, IFC, RNH, RSN e DPO.*

Queste associazioni di paleoscarpata sono caratterizzate dal contatto discordante di MAS_1 (risedimentato lungo i margini dell'alto strutturale) su MAS, sigillato in seguito dalla deposizione della COK_a con l'interposizione di sedimenti pelagici condensati incartografabili (riferibili all'unità IFC), riconducibili al riempimento di tasche erosive disposte lungo la paleoscarpata (Fig. 89). Caratteristiche comuni a queste successioni sono la silicizzazione del MAS ed evidenti discordanze angolari tra il MAS/successioni condensate e tra queste e i depositi bacinali, legate sia agli effetti della tettonica giurassica che del successivo modellamento morfologico del substrato di MAS. La discontinuità dei depositi condensati fa sì che si realizzino a luoghi anche appoggi diretti tra le formazioni bacinali e il MAS.

La prosecuzione della paleoscarpata verso NO è attualmente interrotta dal sistema della faglia di Leonessa bordante a NE il M. di Cambio (§ 3.1.5.). Questo sistema comporta il ribassamento della successione e della paleostruttura verso i quadranti orientali. Di fronte a questa paleoscarpata, verso N-NE, si sviluppava il bacino pelagico, all'interno del quale si deponevano i depositi della COK_a con olistoliti di MAS ben evidenti sulle pendici del M. di Cambio fino a La Monta-



Fig. 89 - *Panoramica della paleoscarpata nord-occidentale della PCP di M. di Cambio dove è visibile un tratto della paleoscarpata (tratteggiata blu) con troncatura degli strati di MAS lungo una superficie drappeggiata da depositi di MAS$_1$ e di IFC. Su questi poggiano gli strati della parte alta della COK$_a$,, generalmente NO-immergenti.*

gnola. Verso O la paleoscarpata del M. di Cambio è troncata dalla faglia del F.so dei Cavalli (§ 3.1.1.). La continuità di questo tratto di paleoscarpata verso N è interrotta da una faglia ad andamento ONO-ESE.

I margini della PCP erano collocati ad O-NO lungo la paleoscarpata esposta al M. di Cambio e a Buco del Merlo/Prato Gelato, mentre verso S-SE erano sepolti sotto il versante meridionale di C.le delle Pozze.

Sul M. di Cambio, non essendo presenti appoggi *onlap* più recenti delle RSN e non avendo registrato la presenza di olistoliti di MAS in terreni più giovani della COK$_a$ si ritiene che il sistema paleoscarpata/PCP sia stato ricoperto e livellato durante la deposizione delle RSN e dei DPO.

1.1.3. - *La PCP del M. Boragine*

La struttura rientra nell'unità tettonica Cavallo/Boragine del Dominio Umbro-Sabino (§ 2.1.3., Fig. 85). Il lato O-SO è attualmente bordato da un complicato

sistema di faglie attivatesi presumibilmente in diversi periodi (§ 1.4.2. e § 3.1.6.) e che rialza ad E la successione giurassica (Fig. 90).

Il più antico sistema di faglie O-immergenti di questo versante è del Giurassico basale in quanto lungo di esso (e specialmente sulla sua prosecuzione verso N nel F. 337 Norcia) si ritrovano continuamente lembi di *corniola detritica* (COK) in appoggio disconforme su di una paleoscarpata in MAS. Il MAS al letto di questa paleoscarpata si presenta con strati mediamente poco immergenti verso E-NE; a luoghi (spigolo N del Foglio) affiora limitato da superfici silicizzate (SO-immergenti). Dagli affioramenti più settentrionali (limite N del Foglio) spostandosi verso S, sino a Collelungo, al di sopra del MAS nella parte più a N si ha una successione condensata, formata inizialmente dalla COK, ed a seguire dalle *Marne di Monte Serrone* (RSN), dai *calcari e marne a Posidonia* (POD) e dai *Calcari Diasprigni* (CDU). Queste formazioni scompaiono progressivamente spostandosi verso S, individuando una gradinata paleotettonica in rialzo verso i quadranti meridionali formata da due paleofaglie ad attuale direzione E-O (si veda anche Romano, 1995). Negli affioramenti più meridionali si ritrova la sola

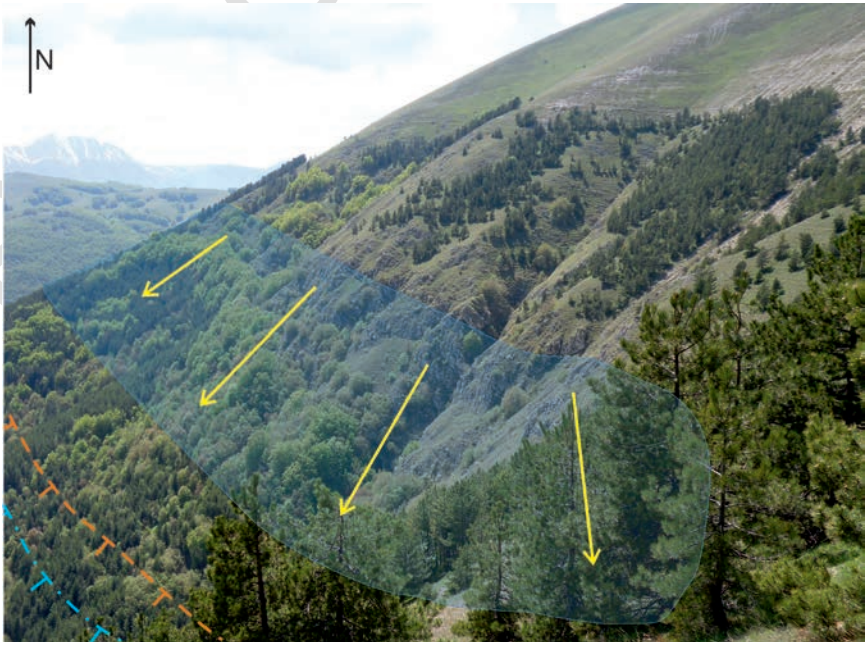


Fig. 90 - *Panoramica del lato SO del M. Boragine. L'area in celeste e frecce gialle rappresenta l'andamento della paleoscarpata giurassica della PCP del M. Boragine; in arancio e in blu sono segnate le tracce delle faglie, rispettivamente miocenica e quaternaria, che hanno successivamente riutilizzato la paleoscarpata e, in profondità, la paleofaglia giurassica.*

Maiolica (MAI) poggiante direttamente in *onlap* sul *Calcare Massiccio* (Fig. 91).

Spostandosi sul lato S del M. Boragine riaffiorarono al di sotto della *Maiolica* i CDU, in contatto con il MAS attraverso una faglia neogenica E-immergente, plausibilmente reimpostatasi su di un paleo-lineamento giurassico. Infine, ad E di Collelungo, il MAS in parte silicizzato e con in appoggio disconforme COK e MAI si ripresenta con una paleoscarpata giurassica attualmente rivolta a S.

La PCP del M. Boragine doveva quindi avere una forma tale da presentare un attuale lato settentrionale formato da una gradinata degradante verso N, ed i lati O, S ed E limitati da altre paleoscarpate in parte riprese o tagliate dalla tettonica miocenica e successivamente quaternaria (§ 1.4.2. e § 3.1.6.).

1.1.4. - *La PCP di M. Marine*

La PCP di M. Marine, localizzata tra gli abitati di Barete e Pizzoli, al *footwall* della faglia di M. Marine (Fig. 92), si ritrova all'interno del Dominio del Gran Sasso (successione Monti Rua-Marine-Mozzano nel § VI) (Fig. 85 e 86). La successione stratigrafica è costituita da sedimenti di piattaforma pelagica con spesso-

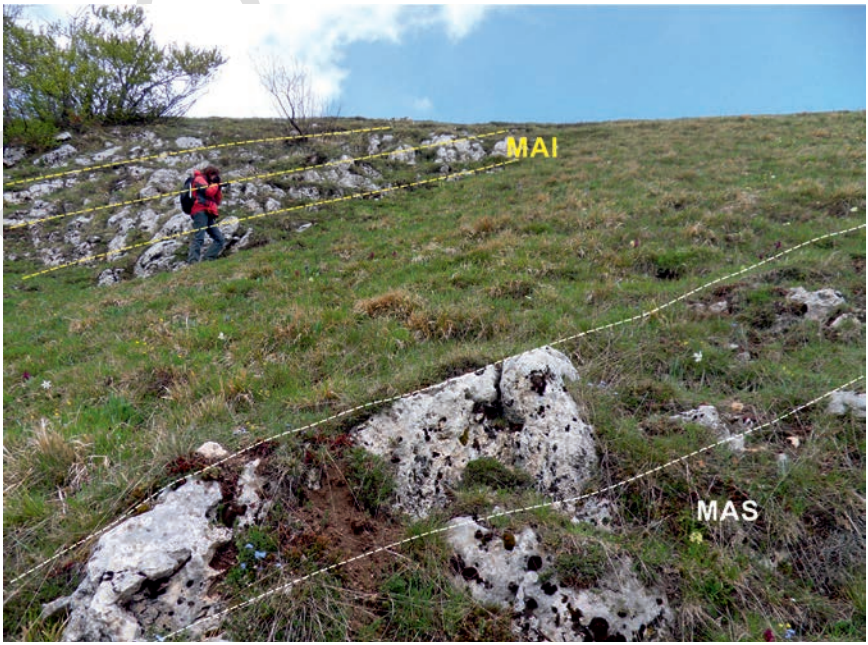


Fig. 91 - *Appoggio disconforme della MAI sul MAS nella parte più meridionale e rilevata della PCP del M. Boragine.*

PROOF



Fig. 92 - *Panoramica dei versanti sud e nord-occidentali di M. Marine. L'area all'interno della linea rossa è quella della PCP. Dietro gli abitati di Pizzoli e Barete è ben visibile l'ampia fascia cataclastica dolomitizzata prodotta dall'attività della faglia polifasica di M. Marine.*

ri condensati, riferibili all'intervallo Toarciano-Titonico, poggianti sui depositi di paleo-piattaforma del MAS.

Sono state analizzate le differenti successioni litostratigrafiche sviluppatesi ai margini NO, SO e SE della PCP e sulla PCP stessa. Non è stato possibile osservare direttamente il margine NE della PCP poiché sono presenti in affioramento solo depositi successivi al colmamento della paleo-struttura (formazioni MAI, CCF, SBI_a, SCZ, CDZ).

Il lato NO dell'alto è rappresentato dalla paleoscarpata in *Calcare Massiccio* (a luoghi silicizzato) di Barete, caratterizzata da una f.a. di tipo "C" (Fig. 87), su cui poggia in *onlap* una successione dalla *corniola detritica* (COK) sino alla *maiolica detritica* (MAD). Al contatto con la paleoscarpata, in corrispondenza delle chiusure in *pinch-out* delle formazioni bacinali, si rinvengono brecce poligeniche spigolose cementate e pseudo stratificate, con clasti di micriti pelagiche e di selce decolorata, in una matrice dolomitizzata. Le brecce hanno geometria lenticolare e spessore variabile da 30-40 cm a diversi metri (Fig. 93).

Seguono poi delle calcareniti fini con planctonici (*packstone*) avana fittamente stratificate (20-40 m) e a laminazione ondulata, *slumping* alla base, con



Fig. 93 - *Corpo di brecce poligeniche ad elementi di micriti pelagiche e doloareniti poggianti sul Calcare Massiccio dolomitizzato e chiuse al tetto dai calcari diasprigni detritici fittamente stratificati (versante poco sotto la cima quota 1402, tra Fontanelle e Barete).*

abbondanti livelli di selce policroma (*calcari diasprigni detritici*, CDI). La *maiolica detritica* (MAD) (affiorante sopra i CDI) e la *Maiolica* (MAI) chiudono la successione e sono pressoché continui in tutta l'area, con spessori leggermente inferiori alla successione normale di *slope*/bacino, livellando per buon parte la paleomorfologia preesistente ed evidenziando quindi il definitivo colmamento della PCP. Procedendo dalla paleoscarpata di Barete in direzione NO, la successione si apre con spessori rapidamente crescenti tipici del bacino, per normalizzarsi nello spazio di ca. 500 m.

Il versante SO della PCP è invece ricostruibile nella paleoscarpata di Mace del Buco, SO-immergente, per la quale non è stato però possibile analizzare in modo dettagliato la normale successione bacinale sopra poggiante, a causa dell'intensa tettonica polifasica che l'ha interessata e abbassata successivamente (faglia di M. Marine, § 3.3.1.2.). Il contatto tra il MAS (su questo versante intensamente dolomitizzato e cataclasato, Fig. 92) e i pochi depositi pelagici relitti (*condensed-pound*, *sensu* Santantonio, 1994) è lungo una superficie blandamente ondulata, a tratti lisciata e, in diversi punti, silicizzata (cresta SE di M. Marine, a E di Rotte Giannella). Tale superficie ha attualmente direzione N135°-140° e immersione di

50°-70° verso SO, con geometrie analoghe alla successiva faglia di M. Marine (§ 3.3.1.2.). I lembi isolati di depositi pelagici sono costituiti dai CDI, discordanti sulla paleosuperficie e con un'inclinazione di pochi gradi verso N-NE. È deducibile per via stratigrafica che il rigetto formatosi a seguito della tettonica giurassica lungo questo bordo della PCP sia di circa 500 m.

Il versante SE della PCP (f.a. "B", Fig. 87) è infine visibile lungo M. Marine-F.so dell'Indice, anche se una intensa dolomitizzazione e diverse linee tettoniche agenti sia durante la fase compressiva che la successiva distensione hanno reso difficile il riconoscimento della successione. La dolomitizzazione tende a diminuire verso l'alto sino a scomparire nella *maiolica detritica* (MAD). I litotipi riconosciuti (doloareniti e marne dolomitizzate, calcareniti fini con abbondante selce, spicole di spugna e radiolari), coprono l'intervallo Giurassico inf.-Cretacico inf. La sedimentazione pelagica inizia con una successione condensata (parte del *gruppo del Bugarone*, BU) paraconcordante sul sottostante *Calcare Massiccio dolomitizzato* (MAS_b) e prosegue, a partire dal Titoniano, con depositi di scarpata-bacino (parte alta dei CDI). I depositi della MAD e MAI rappresentano anche qui il colmamento definitivo della PCP (tetto del Giurassico sup.) iniziato probabilmente nel Titoniano inf. (sedimentazione dei CDI). Le unità successive, CCF-SBI_a-SCZ-CDZ, presentano, però, spessori parzialmente inferiori a quelli delle successioni normali e complete di scarpata, evidenziando che la morfologia ereditata dalla PCP giurassica ha condizionato la geometria deposizionale dei sedimenti anche nel Cretacico e nel Paleogene.

1.1.5. - *La PCP del M. Giano*

La PCP del M. Giano, formatasi nel Bajociano inf. e attiva sino al Kimmeridgiano *p.p.*, è stata già descritta nel § VI 3.7. e trattata specificatamente nel lavoro di Capotorti & Muraro (2021), a cui si rimanda. La PCP è stata successivamente "riassorbita" per la progradazione della piattaforma carbonatica del M. Nuria (F. 358 Pescorocchiano) verso i quadranti settentrionali, cioè nell'area di passaggio fra il M. Nuria ed il M. Giano (Gole di Antrodoco/V.le di Corno). Va specificato che nelle N.I. del F. 358 Pescorocchiano la V.le di Corno è considerata pure un paleosolco pelagico interposto fra le piattaforme del M. Nuria e del M. Giano, ma esso viene però considerato di tipo permanente dal Giurassico inf. fino al Miocene e quindi non colmato dalla riprogradazione della piattaforma. Ciò giustificherebbe anche il ritrovamento di sedimenti bacinali cretacici al fondo del pozzo di esplorazione Antrodoco1 (Martinis & Pieri, 1964). Come ampiamente discusso nel § 2.2. questa ipotesi non viene qui considerata plausibile.

PROGETTO CARG

1.2. - La tettonica cretacica

Indizi di una tettonica sinsedimentaria cretacica sono stati riconosciuti in molte parti dell'Appennino centro-settentrionale (Montanari *et alii*, 1989; Marchegiani *et alii*, 1999; Centamore *et alii*, 2009; Cipriani & Bottini, 2019) ed anche in ulteriori aree esterne a quest'orogene (es. Graziano, 2000). La tettonica di questo periodo, ancora di tipo distensivo o transtensivo, è legata però ad un contesto compressivo dovuto o ai primi movimenti di chiusura dell'Oceano Ligure-Piemontese e di convergenza intraplacca Africa-Europa (fase paleo-Alpina) (Chan *et alii*, 1985; Montanari *et alii*, 1989) o alla rotazione del blocco iberico legata all'apertura dell'Atlantico settentrionale (Cipriani & Bottini, 2019). Vari autori hanno spiegato in differente modo la presenza di una tettonica distensiva in regime collisionale (Cloetingh, 1988; Ricchetti *et alii,* 1988; Ziegler, 1988; Montanari *et alii*, 1989; Winter & Tapponier, 1991; Fazzuoli *et alii*, 1994; D'Argenio & Mindszenty, 1995; Marchegiani *et alii,* 1999; Centamore *et alii*, 2009; Calamita *et alii*, 2003; Centamore & Rossi, 2009; D'Argenio *et alii*, 2011).

Riguardo al F. Antrodoco, nel § VI 3.19. (a cui si rimanda) sono state già ampiamente descritte le conseguenze della tettonica distensiva attiva in più fasi nel Cretacico sup., e più precisamente: in maniera dubitativa nel Cenomaniano/Turoniano basale e invece quasi sicuramente nel Coniaciano sommitale. L'annegamento delle aree di piattaforma dei M.ti Giano-Gabbia e del M. Nuria, dovuto a questa tettonica, portano quasi tutto lo spigolo nord-occidentale della piattaforma Laziale-Abruzzese in condizioni pelagiche o di gradino ribassato.

I lineamenti tettonici responsabili dell'annegamento sembrano aver avuto una direzione preferenziale secondo gli attuali E-O e N-S, ribattendo probabilmente su vecchie fasce di debolezza giurassiche (§ 1.1.) responsabili dello smembramento della paleopiattaforma Adria e formazione della piattaforma Laziale-Abruzzese (Marchegiani *et alii*, 1999). A loro volta possono essere stati ripresi, in parte o in toto, dalla successiva tettonica distensiva e compressiva cenozoica.

Una ulteriore fase tettonica cretacica, dopo un'apparente fase di quiete post-coniaciana, è stata in passato invocata da vari autori al tetto del Cretacico per giustificare la grande mole di risedimenti e la contemporanea assenza di alcuni piani dal record stratigrafico della *Scaglia Rossa* (Baldanza *et alii*, 1982; Colacicchi *et alii*, 1985; Chan *et alii*, 1985; Montanari *et alii*, 1989; Dela Pierre, 1994; Dela Pierre & Clari, 1994). Anche nel F. Antrodoco risedimenti, *slumping* e anomale lacune stratigrafiche (§ VI 1.17., 1.18.) sono riscontrabili al tetto della *Scaglia Rossa* cretacica in tutte le aree di sedimentazione, anche se sembra più probabile che questi eventi siano in realtà legati ad una prolungata fase regressiva marina (si veda N.I. F. 369 Sulmona e Van Konijnenburg *et alii*, 1999). Nella zona del Gran Sasso-P.so delle Capannelle, caratterizzata da paleogeografie simili a quelle di piattaforma annegata dell'area Monte Giano-Monte Gabbia del F. An-

PROGETTO CARG

trodoco, Dela Pierre & Clari (1994) invocano per questo periodo una tettonica di tipo transpressivo per giustificare contemporanee emersioni e subsidenze.

1.3. - La tettonica paleogenica

Nel F. Antrodoco la tettonica paleogenica più importante ed evidente si ha durante il Paleocene medio-sup. e in minor misura nell'Eocene sup. La tettonica paleogenica ricalca quella alto-cretacica ma va considerato che le faglie di questo periodo sono le più facilmente determinabili o addirittura visibili (Fig. 94).

Tale tettonica ha delle conseguenze sul record stratigrafico traducibili in (1) ulteriore forte disgregazione in blocchi della piattaforma dei M.ti Giano, Gabbia e Nuria, già annegata nel Cretacico sup., con conseguente ulteriore approfondimento e con formazione di *hard-grounds* nei *plateau* sommitali dei blocchi annegati; (2) aperture, o riaperture, di fratture nelle formazioni di piattaforma cretaciche sottostanti, riempite poi di sedimenti tipo *Scaglia* (Fig. 29); (3) clasti e blocchi di piattaforma cretacica (in genere RDO e CCD) scivolati all'interno dei sedimenti

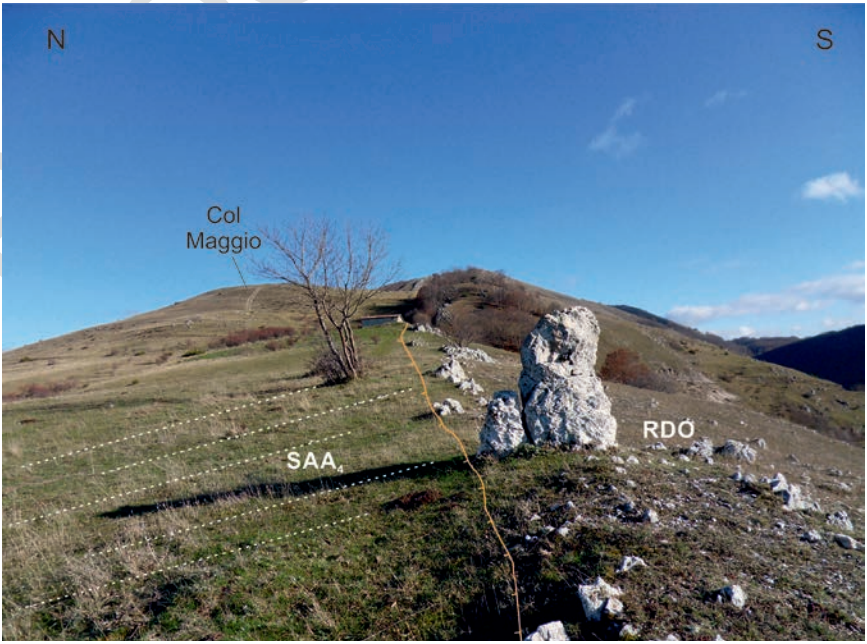


Fig. 94 - *Col Maggio. Contatto per faglia paleogenica (in arancio), evidenziata dall'allineamento di relitti carbonatici cataclasati, fra la Scaglia Rossa alto-cretacica (SAA_4) e i calcari a rudiste e orbitoline (RDO).*

paleogenici di gradino ribassato e *slope*/bacino; (4) fenomeni di *slumping* e frane sottomarine nella parte paleogenica della *Scaglia*.

I fattori (1) e (2) sono tipicamente rilevabili nell'area del Monte Giano-Monte Gabbia e del Monte Nuria, il (3) e (4) si hanno anche all'interno dei sedimenti della SCZ e CDZ delle successioni Monti Reatini e Monti Rua-Marine-Mozzano (§ VI 1.19., 1.21., 4.17. e 4.20.) e sono stati segnalati da tempo all'interno di vaste aeree del bacino Umbro-Marchigiano (Montanari *et alii*, 1989; Marchegiani *et alii*, 1999).

Nei M.ti Reatini indizi di una tettonica sinsedimentaria paleogenica sono dati dalla presenza di brandelli di *Scaglia Rossa* (alto cretacica), risedimenti, *slumping*, *debris-flow* e frane sottomarine all'interno della SAA_6 e SCZ_2 (§ VI 1.17.3.), così come brecce a clasti anche plurimetrici di RDO all'altezza della *Scaglia Cinerea* basale (area delle Fontanelle, fra Cimata di Castello e M. Bove).

Nell'area di piattaforma del M. Giano-M. Gabbia la tettonica paleogenica ha portato ad un ulteriore forte smembramento del bordo annegato della piattaforma Laziale-Abruzzese, affiancando lungo le faglie formazioni di piattaforma in origine di età diversa (di solito i RDO con i CCD) e causando la deposizione di brecce al piede delle scarpate in formazione (ad es. nella zona di Pendenti, § VI 4.17.). Solitamente questo brusco passaggio si presenta attualmente con delle superfici poco definite e debolmente immergenti a S, oppure è segnato dalla presenza di fratture riempite da *scaglia condensata* paleocenica (Costa del Monte/ Collacchi delle Ceresole, cresta O del M. Gabbia). È ipotizzabile che sulla base delle evidenze sopra citate il contatto possa essere legato ad una o più paleofaglie, inizialmente immergenti a N, ribaltate e in parte riprese e tagliate (per fenomeni di *buttressing*) dalla successiva tettonica compressiva che ha portato la successione del M. Giano-M. Gabbia a piegarsi ed accavallarsi verso N lungo il *thrust* M.Gabbia-M. Calvo (§ 2.2.1.1.) (Fig. 95).

Va accennato inoltre che è stato anche rilevato un notevole parallelismo fra queste strutture distensive sinsedimentarie e quelle successive compressive neogeniche (Capotorti, 1993) e ciò fa ipotizzare una forte influenza della paleotettonica e della relativa topografia delle strutture così createsi sull'enucleazione e geometria dei successivi *thrust*.

Infine, si segnala che anche nella *Scaglia Cinerea* (SCC) basale (eocenica) al tetto della successione dei Monti Giano-Gabbia sono stati ritrovati, a luoghi, *pebbly mudstone* con all'interno clasti cretacici di piattaforma.

Le faglie sinsedimentarie descritte, avendo spesso subito rotazioni e basculamenti durante la successiva fase tettonica compressiva neogenica, si presentano a luoghi anche a bassissimo angolo di inclinazione (Fig. 96).

PROGETTO CARG



Fig. 95 - *Colle Marcone. Paleofaglia paleogenica (linee arancioni), attualmente immergente a S, inizialmente a N, di contatto fra le formazioni RDO e CCD, ruotata, capovolta e dissecata per fenomeni di buttressing durante la compressione neogenica che ha portato all'enucleazione del* thrust *del M. Gabbia-M. Calvo. Le frecce rosse indicano il senso di trasporto e i gradini formatisi per* layer-parallel-slip.



Fig. 96 - *Zona a S di M. Porillo. Faglia paleogenica al contatto fra le formazioni RDO e SCC attualmente a bassissimo angolo in quanto basculata durante la compressione neogenica.*

1.4. - La tettonica distensiva del Miocene superiore

La presenza in Appennino centro-settentrionale di una tettonica distensiva miocenica *pre e sin-thrusting*, o più correttamente "*early-orogenic*" (*sensu* De Paola *et alii*, 2006), sviluppatasi esternamente ai fronti dei sovrascorrimenti attivi e alle avanfosse, è ormai riconosciuta in letteratura per il suo notevole effetto sulla genesi di bacini sinsedimentari e sul condizionamento nella cinematica dei successivi *thrust* in enucleazione (Castellarin *et alii*, 1978; Calamita *et alii*, 1998,; Tavarnelli *et alii*, 1999; Scisciani *et alii*, 2001 e 2002; Mazzoli *et alii*, 2002; Bigi & Costa Pisani, 2005; Di Domenica *et alii*, 2012; Calamita *et alii*, 2003, 2009 e 2018). Questa tettonica è legata a movimenti di flessurazione litosferica, ad un contemporaneo *buckling* e *bending* (Calamita *et alii*, 2003) e conseguente smembramento dell'avanpaese-avanfossa di poco precedente all'arrivo dell'onda orogenetica. Fra gli effetti più riconosciuti di questa tettonica vi è il formarsi di solchi intrapiattaforma, o bacini confinati, appena precedenti e poi riempiti dai sedimenti flyscioidi di avanfossa (Castellarin *et alii*, 1978; Calamita *et alii*, 1998; Milli & Moscatelli, 2000) o contemporanei alla stessa deposizione dei flysch (come ad es. per Cantalamessa *et alii*, 1980 e 1981; Alberti *et alii*, 1996; Tavarnelli *et alii*, 1999; Mazzoli *et alii*, 2002; Calamita *et alii*, 2003).

Gli studi condotti nel corso della realizzazione del Foglio hanno evidenziato importanti elementi tettonici distensivi miocenici *early-orogenic.* Fra le molte faglie riconosciute (Fig. 85) vanno menzionate quelle di Antrodoco, Leonessa (segmento nord-orientale), M. Boragine, M. Marine, M. Caola e Sigillo-Vallemare. Questi elementi, mediamente a direzione appenninica ma attuale andamento in pianta quasi mai rettilineo come invece le faglie quaternarie (Bigi *et alii*, 1995b), hanno in comune di presentare un elevato rigetto stratigrafico ed anomali rapporti rigetto/lunghezza (*peak-type displacement*). Molte di loro vengono riattivate durante la distensione quaternaria nei tratti ove abbiano direzione del piano di faglia compatibile con il nuovo σ_3 (Fig. 97), creando problemi interpretativi sul meccanismo di "cattura" da parte della faglia quaternaria in enucleazione dal basso, poiché le faglie *early-orogenic* di solito si ritrovano decapitate e trasportate passivamente all'*hangingwall* dei *thrust* messiniano-pliocenici (Mazzoli *et alii,* 2005, Pierantoni *et alii*, 2005; Buttinelli *et alii*, 2021).

Alcune delle spiegazioni da considerare per il riutilizzo di queste paleofaglie da parte della distensione quaternaria sono la riattivazione delle faglie mioceniche lungo la verticale di altre paleofaglie presenti al *footwall* dei *thrust* mediante una cattura dal basso (Fig. 98), con una possibile riattivazione in senso distensivo di parte del *thrust* secante la paleofaglia (Bonini *et alii*, 2015; Buttinelli *et alii,* 2021 e Stendardi *et alii*, 2021) o essere sede preferenziale di riattivazione e/o scorrimento secondo un modello tipo *graviquakes* (Doglioni *et alii*, 2015).

Il riutilizzo delle faglie *early-orogenic* nel Quaternario è spesso evidenziato

PROGETTO CARG

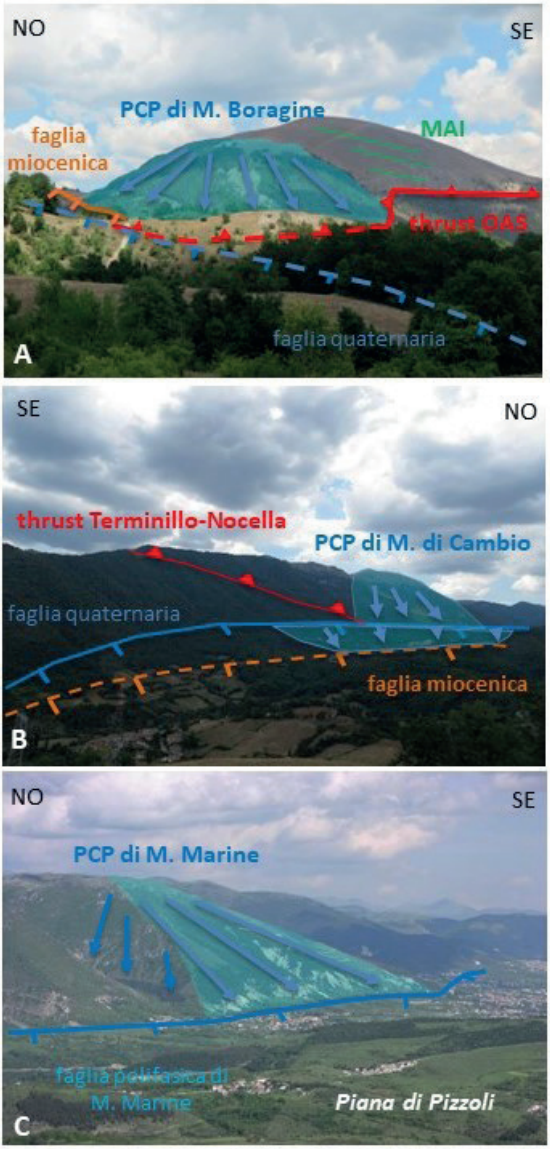


Fig. 97 - Line-drawing *di fotografie in cui sono rappresentati importanti riattivazioni di paleofaglie e paleoscarpate nel F. Antrodoco. A) faglia del M. Boragine; B) faglia di Leonessa; C) faglia di M. Marine. Le faglie mioceniche (in arancio) si impostano lungo paleoscarpate giurassiche di precedenti PCP (line ed aree in azzurro) e vengono riattivate, nella loro zona di debolezza, da faglie quaternarie (in blu); nell'esempio C la faglia miocenica e la quaternaria non sono distinguibili. La faglia miocenica del M. Boragine è decapitata e trasportata passivamente dal* thrust *OAS del Pliocene inf.*

dalla forte disparità (anche per fattori > di 1:5 o 1:10) fra l'enorme rigetto stratigrafico nel substrato a fronte di un relativamente modesto spessore dei sedimenti continentali quaternari depostisi nelle conche all'*hangingwall;* questa anomalia pur al netto dei vari fattori che possono influenzare la sedimentazione e l'erosione dei depositi nelle conche (Doglioni *et alii*, 1998; D'Agostino *et alii*, 2001; Roberts & Michetti, 2004).

Le faglie mioceniche a loro volta si impostano spesse volte su vecchi lineamenti giurassici responsabili dello smembramento in Appennino centrale della paleopiattaforma carbonatica e della formazione delle PCP (Calamita *et alii*,

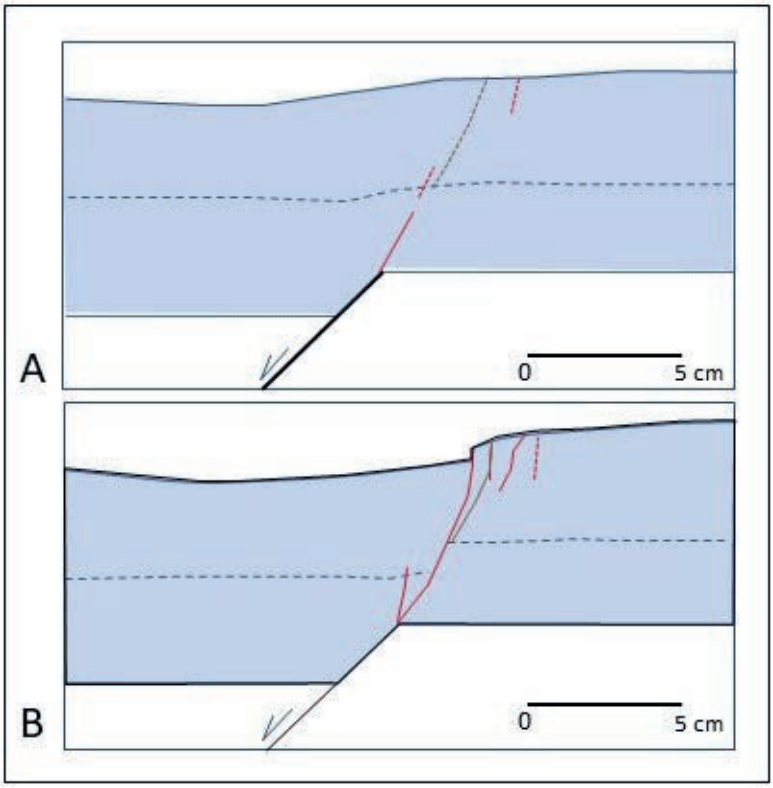


Fig. 98 - *Modello di laboratorio (mod. da* Bonini et alii, *2015) in cui si evidenzia come una rottura distensiva al di sotto di una superficie di discontinuità (a tratteggio), che può essere assimilata ad un piano di* thrust, *porti alla formazione di fratture e faglie anche nell'*hangingwall. *Da questo modello si può supporre che la presenza di una eventuale precedente faglia decapitata* pre-thrusting *nello stesso* hangingwall *(in marrone) possa facilmente portare ad un collegamento fra questa e la faglia al* footwall *(nel nostro caso quaternaria). Quest'ultima potrebbe essere anch'essa la parte inferiore di un'altra paleofaglia decapitata, riattivata durante la distensione quaternaria.*

1998; Pizzi & Scisciani, 2000; Pierantoni *et alii*, 2013) (§ 1.1., Figg. 97 e 100) e sono spesso responsabili della formazione di bacini minori *confinati* all'interno della più estesa avanfossa in via di formazione.

Altre due tipiche caratteristiche delle faglie *early-orogenic* sono che sia al loro *hangingwall* che al *footwall* si hanno evidenti segni di tettonica compressiva (piani inversi, piccoli retroscorrimenti, pieghe, *duplex* contrazionali) a causa di effetti di *buttressing* subiti durante la successiva fase compressiva (Calamita *et alii*, 1998, 2018) ed inoltre che il *footwall* delle faglie è spesso intensamente dolomitizzato per centinaia di metri di spessore a causa probabilmente della circolazione per lungo tempo di flussi profondi che pescano nelle anidriti triassiche lungo la faglia in formazione. Esempi di questo tipo, nel F. Antrodoco, sono le imponenti fasce dolomitizzate al *footwall* della faglia di Antrodoco e della faglia di M. Marine (Fig. 92).

Di seguito vengono brevemente descritti i maggiori elementi tettonici distensivi che si ipotizzano aver avuto attività tardo miocenica, puntualizzando che gli stessi elementi, quando ripresi dall'attività distensiva quaternaria, sono anche descritti a proposito della tettonica post-orogenica (§ 3.).

1.4.1. - *La faglia di M. Marine*

È un sistema tettonico complesso, ad andamento appenninico e SO-immergente, con una fagliazione basso-giurassica che limitava il tratto SO della PCP di M. Marine (§ 1.1.4.), una probabile fagliazione miocenica ed infine una fagliazione quaternaria che ha dato vita al bacino di Pizzoli (§ 3.3.1.2.) (Fig. 97). La fagliazione quaternaria ha interessato in prevalenza la parte più sud-orientale della faglia ed infatti il bacino si esaurisce improvvisamente verso NO, all'altezza di S. Giovanni-S. Pelino. L'analisi della distribuzione delle superfici relitte presenti nel settore settentrionale del bacino esclude, per questo segmento di faglia, significative dislocazioni quaternarie (Basili *et alii*, 1999; Galadini & Galli, 2000). Da San Giovanni-San Pelino sino a Marana, il rigetto (quaternario) della faglia diminuisce ed essa assume andamento curvilineo con convessità verso NE, suggerendo la curvatura di una paleofaglia durante la formazione dell'arco tettonico del *thrust* del M. Gabbia-M. Calvo, in emersione poco a SO (§ 2.2.1.). Presso Marana al *footwall* della faglia di M. Marine è inoltre visibile una tettonica compressiva, con pervasiva piegatura degli strati della *scaglia detritica* (SCZ). Queste pieghe a piccola scala, interpretate in Centamore *et alii* (1991b) come espressione di un *back-thrusting* della struttura di M. Marine verso SO, sono invece qui ritenute legate a fenomeni di *buttressing* sulla faglia *early-orogenic* durante la fase compressiva (come in Tavarnelli & Alvarez, 2002). Spostandosi ancora verso NO il sistema distensivo (di nuovo quaternario) riguarda in affioramento i soli termini

PROGETTO CARG

miocenici ed arriva fino alla conca di Bacugno, dove potrebbe ricollegarsi alla faglia del M. Boragine (§ 3.1.6.).

La dislocazione miocenica lungo la faglia di M. Marine dovrebbe aver avuto un rigetto massimo di circa 500-700 m, non direttamente rilevabile ma ricavabile per sottrazione fra il rigetto massimo stratigrafico (circa 1500-1700 m, § 3.3.1.2.) e i rigetti giurassico e quaternario (circa 500 m per entrambi, dedotti in base a considerazioni stratigrafiche e deposizionali, § 1.1.4. e § 3.3.1.2.). Nella Carta Geologica, le porzioni mioceniche della faglia di M. Marine non direttamente riutilizzate nel Quaternario (segnate in viola) sono considerate quelle di monte, ad andamento curvilineo, fra le due faglie sub-parallele presenti fra Marana e S. Pelino (altrove poco distinguibili, Fig. 97). Ulteriori faglie mioceniche presenti in quest'area sono qui considerate l'importante faglia ad andamento E-O affiorante a N della Solagna (che si interrompe nei suoi apici in corrispondenza delle faglie di San Giovanni e M. Marine) e tutto il corredo di faglie distensive presenti sulla dorsale M. Marine-La Solagna.

1.4.2. - *La faglia del M. Boragine*

È una faglia diretta miocenica *pre-thrusting*, SO immergente, che interessa il lato O-SO di questa montagna (Figg. 91 e 92). Analogamente alla faglia di M. Marine, questo lato era già bordato da una paleoscarpata giurassica (§ 1.1.3.) e viene successivamente ripreso da una faglia quaternaria (§ 3.1.6.) (Fig. 97). Il risultato finale è di un sistema molto complesso di segmenti di faglia, sempre O-immergenti, ma dall'andamento in pianta molto frastagliato. Attualmente i segmenti di faglia più facilmente rilevabili sul terreno sembrano essere, comunque, proprio quelli miocenici (Fig. 99).

Nel caso del M. Boragine, la faglia miocenica pone a contatto il *Calcare Massiccio* (MAS), al *footwall,* con la *Maiolica* (MAI) e le *Scaglia Rossa* (SAA), all'*hangingwall.* Poco a N della cima del M. Boragine la presenza di isolati termini di *Scaglia* cretacica e *Marne a Fucoidi* (FUC), tettonicamente poggianti sulla MAI con piani a basso angolo, potrebbero rappresentare una ulteriore testimonianza della paleo-faglia distensiva miocenica, successivamente basculata e coricatasi verso E durante la compressione, piuttosto che un *klippe* da sovrascorrimento *younger-on-older* dell'unità tettonica Terminillo/Nocella al di sopra dell'unità Cavallo/Boragine (§ 2.1.3.), come descritto precedentemente (Di Domenica *et alii*, 2012 o Turtù *et alii*, 2013) (Fig. 100).

Considerando tali lembi tettonici, il rigetto distensivo miocenico dovrebbe essere di poco superiore ai 600 m, in accordo con gli 800 m ipotizzati da Di Domenica *et alii* (2012) e meno dei circa 1000 m. di Mazzoli *et alii* (2005).

PROGETTO CARG



Fig. 99 - *Faglia distensiva miocenica alla base del versante occidentale del M. Boragine.*

1.4.3. - *La faglia di Ara Grande*

È una faglia *pre-thrusting* miocenica attualmente interposta tra il Dominio del Gran Sasso e quello Umbro-Sabino, ricostruibile nel suo andamento presso il C.le Ara Grande, ad O di Posta (Fig. 101).

In affioramento è evidenziata da una sottile fascia di terreni miocenici (*unità spongolitica,* SPT) interposti fra le formazioni della *Scaglia Rossa* e *variegata* cenozoiche (SAA e VAS) e plausibilmente depostisi in un piccolo *graben* formatosi a seguito della suddetta fagliazione micenica, poi traslato e tagliato dalla successiva tettonica compressiva e distensiva.

1.4.4. - *La faglia di Leonessa/V.le di Albaneto*

Fra le faglie a movimento polifasico, fra cui miocenico e quaternario, vi è il sistema di Leonessa, che si sviluppa lungo il bordo SO della conca omonima (§ 3.1.5.) (Fig. 97). Anche il sistema di Leonessa si sviluppa lungo l'antica paleoscarpata di una PCP giurassica (versante NE della PCP di M. di Cambio, § 1.1.2.)

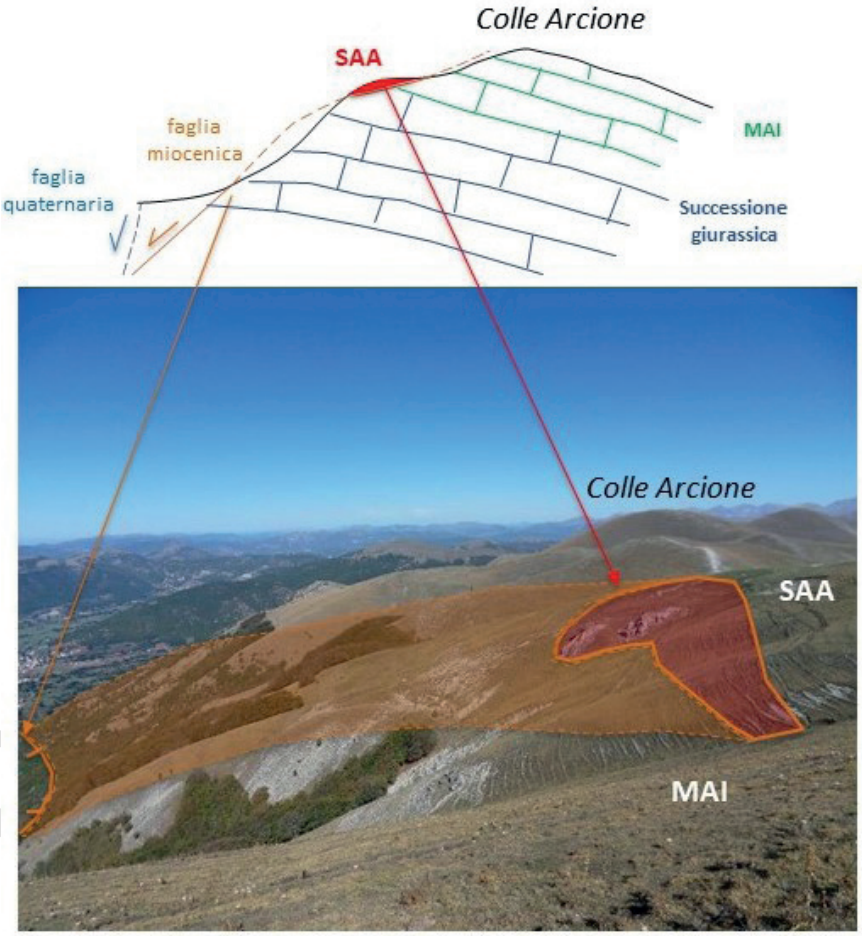


Fig. 100 - *Panoramica del versante occidentale di C.le Arcione/M. Boragine. È evidenziato il lembo tettonico di Scaglia cretacica poggiante a basso angolo sulla Maiolica e l'andamento basculato della faglia miocenica del M. Boragine responsabile di questo "finto* klippe*". Nel profilo in alto è schematizzata la traccia della faglia lungo il versante di C.le Arcione.*

presentando nel suo complesso un rigetto stratigrafico molto superiore allo spessore dei sedimenti quaternari del bacino all'*hangingwall*. Tale rigetto stratigrafico si esaurisce verso E proprio all'altezza del *thrust* della OAS (§ 2.1.), che sembra quindi confinare buona parte del suo movimento.

Nel sistema di faglie di Leonessa l'elemento ritenuto miocenico è quello più a NE (V.le di Albaneto), suturato dai depositi continentali legati invece all'atti-

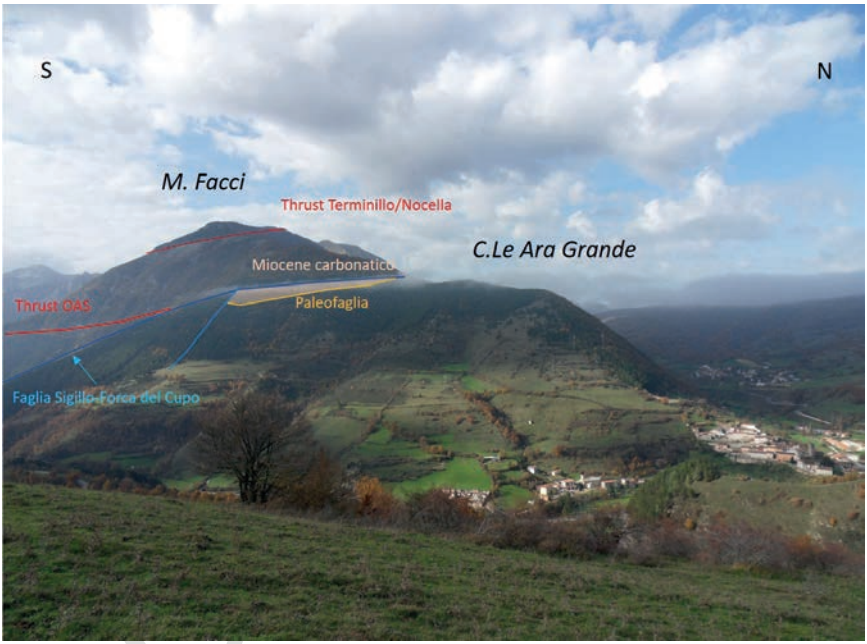


Fig. 101 - *Panoramica da E della zona di C.le Ara Grande-M. Facci, con evidenziata la paleofaglia miocenica e l'area di affioramento dei termini carbonatici miocenici limitati da quest'ultima e dalla faglia quaternaria Sigillo-Forca del Cupo (che probabilmente riutilizza in profondità la precedente struttura). La parte di dorsale a valle delle faglie (C.le Ara Grande) è ritenuta di footwall del* thrust *della OAS e quindi i suoi termini appartenenti alla successione stratigrafica dei Monti Rua-Marine-Mozzano (§ VI 4.).*

vità dell'elemento quaternario affiorante più a SO (Fig. 97). Il rigetto massimo calcolato per la faglia miocenica, ad O di Albaneto (affiancamento della COK_a al *footwall* a trucioli incartografabili di SBI all'*hangingwall*), è di 600-700 metri, in veloce diminuzione spostandosi verso E.

1.4.5. - *La faglia di Antrodoco*

La faglia di Antrodoco è un elemento dall'andamento e significato simile alla importante faglia di Fiamignano, affiorante nel contiguo F. 358 Pescorocchiano (Bigi & Costa Pisani, 2002, 2003 e 2005). La faglia di Antrodoco raccoglie una serie di elementi tettonici differenti; nel complesso è una faglia appenninica (direzione NO-SE), ma dall'andamento arcuato, convessa verso il lato ribassato e con apice rivolto a SO corrispondente al paese omonimo. Decorre all'incirca dal

paese di Micigliano, a NO, alla V.le di Corno (fuori carta, F. 358 Pescorocchiano) a SE (Capotorti *et alii*, 1995b). Precedentemente è stata considerata distensiva *post-thrusting,* SO-immergente (Parotto & Praturlon, 1975; Bally *et alii*, 1986; Capotorti *et alii*, 1995b) o invece un grosso *back-thrust* della struttura del M. Giano, quindi NE-immergente (Salvucci, 1995; Bigi *et alii*, 1995c ed in parte, come movimento tardivo, nelle N.I. del F. 358 Pescorocchiano). Quest'ultima ipotesi non è confutabile sul terreno poiché in molti punti (in particolare presso la Rocca del paese) lungo la faglia di Antrodoco si ha chiaramente un piano di faglia, o una scarpata tettonica, immergente a SO e non a NE (Fig. 102).

Centamore & Dramis (2010) considerano tale faglia con un primo movimento distensivo verso SO del Giurassico inf., responsabile del formarsi di un solco bacinale intrapiattaforma fra gli alti del M. Nuria e del M. Giano/Calvo. Questa interpretazione giustificherebbe la presenza di *facies* pelagiche ritrovate al fondo del pozzo Antrodoco1 (§ 2.2.1.3.), nascoste durante la successiva fase compressiva neogenica dal retroscorrimento verso SO della struttura del M. Giano-M. Calvo. La presenza di un paleosolco fra i M.ti Giano e Nuria, attivo dal Giurassico sino al Miocene, non fitta però con una ricostruzione dell'area come quella descritta nel § VI 3.7., basata sui dati stratigrafici riguardanti il Giurassico. Inoltre, i sedimenti bacinali giurassici (VAP nel F. 358 Pescorocchiano) e di *slope* cretacico-paleogenici (SCZ e CDZ), ritrovati nel F. Pescorocchiano presso



Fig. 102 - *La faglia distensiva di Antrodoco affiorante all'interno del paese pone a contatto le dolomie triassiche al* footwall *(DPR) e le torbiditi messiniane (UAP$_a$) all'*hangingwall.

PROOF

Vigliano (prova della presenza del solco), sembrano in realtà coincidere rispettivamente con l'orizzonte a *filaments* bajociano (§ VI 3.8.) e con le "*Scaglie*" post annegamento della piattaforma (§ VI 3.20.) presenti nella successione del Monte Giano-Monte Gabbia; non indicherebbero quindi la presenza di una successione bacinale giurassico-cretacica. Un doppio movimento, retroscorrente e poi distensivo, è stato ipotizzato, pur se con geometrie e attivazione delle faglie diverse, in Capotorti *et alii* (1995b).

I dati stratigrafici evidenziano come il rigetto della faglia di Antrodoco sia enorme, anche se estremamente e velocemente variabile fra i suoi bordi esterni ed il tratto d'apice dell'arco (*peak-type displacement*). In quest'ultimo, presso Antrodoco, sono a diretto contatto, al netto di una fascia cataclastica in cui sono stati trovate anche rocce di età cretacica, le dolomie del Triassico sup. (*Dolomia Principale*, DPR) con le torbiditi basso-messiniane dell'*unità arenaceo-pelitica* (UAP), con un rigetto stratigrafico stimabile in oltre 2500 metri (Fig. 102). Spostandosi verso NO rispetto ad Antrodoco, e fino al fosso di Micigliano, la faglia si anastomizza in due-tre lineamenti con rigetti cumulati ancora molto ingenti pur se in diminuzione (almeno 1500-2000 metri). A partire dal fosso di Micigliano, che è interessato da più sistemi, tettonici e paleotettonici, sia trascorrenti (i più recenti, Fig. 103) che distensivi, la faglia di Antrodoco perde improvvisamente e fortemente di rigetto spostandosi verso NNO, mettendo a contatto terreni del Miocene inf. (SPT) al *footwall* con il flysch del Miocene sup. (UAP) all'*hangigwall*.
A N di Micigliano, la faglia o la paleoscarpata legata alla faglia spariscono, eccetto che nel piccolo affioramento di C.le S. Angelo (spostato verso NE rispetto alla direzione della struttura), dove nuovamente la UAP ed il tetto della UAM_3 poggiano con contatto inconforme sulla SPT in corrispondenza di una probabile spianata della paleoscarpata formatasi sul *footwall* della faglia. Nella direzione opposta, ad ESE del paese di Antrodoco, la faglia nuovamente si anastomizza e (q.1038) diminuisce di rigetto. La struttura tettonica entra poi nella V.le di Corno, dove è in parte nascosta da sedimenti alluvionali pleistocenici. Lungo questa valle (F. 358 Pescorocchiano) si ritrovano però ancora contatti fra terreni giurassici di *footwall* e cretacico/paleogenici di *hangingwall:* a NE di Castello di Corno, a NO di Sella di Corno e presso la stazione di Vigliano, con piani tettonici all'incirca verticali, ed un piano immergente a SO (presso Sella di Corno) che separa termini triassico/giurassici estremamente cataclasati, al *footwall*, da formazioni del Cretacico inf., parte alta, all*'hangingwall*. Inoltre, quello che nel F. 358 Pescorocchiano è segnato come un grosso piano di *back-thrust* della struttura dei M.ti Giano/Calvo in retroscorrimento verso SO, in affioramento si presenta come una serie di piccoli piani sintetici ad alto angolo, NE-E-immergenti, all'interno delle litologie cretaciche (quindi *hangingwall* della faglia SO-immergente di Antrodoco) e che inoltre presentano attualmente una cinematica di tipo distensivo (piani ruotati?). Sono qui interpretati come strutture da *buttressing*.

PROGETTO CARG



Fig. 103 - *Strada per Micigliano.* Cross-section *di terreno della faglia trascorrente NO-SE che interrompe la faglia di Antrodoco e pone a contatto i termini giurassici della piattaforma carbonatica (a sx nella foto) con i termini cretacici. Nella fascia cataclastica sono presenti clasti del* flysch *di Antrodoco (unità* UAP_a*), depostosi* all'hangingwall *della faglia di Antrodoco e strappati durante il movimento. Questa faglia è interpretata come una faglia miocenica di release (si veda testo e Fig. 104 per dettagli) successivamente riattivata.*

La faglia di Antrodoco è quindi interpretabile come suo primo e maggiore movimento come una faglia diretta miocenica *early-orogenic,* avente come *release faults* collegate (*sensu* Destro *et alii*, 2003) le faglie del fosso di Micigliano e del fosso di Rocca di Fondi (Fig. 104). Nei pressi del primo si vede come gli affioramenti pre- e sin-sedimentazione della UAM siano a circa 1000 m s.l.m. a N del fosso e al di sotto dei 500 m a S (presso il paese di Antrodoco). Entrambe

le faglie di *release*, in particolare quella del fosso di Micigliano, hanno comunque subito anche un movimento tardivo, sin e/o *post-thrusting*, di tipo trascorrente o transtensivo sinistro (Fig. 103).

Gli indizi principali che hanno portato a definire la faglia di Antrodoco come miocenica sono:

1) saltuariamente si ha uno specchio di faglia chiaro e continuo, tipico delle grandi faglie quaternarie;

2) anomalie morfologiche legate alla fagliazione: (a) pur avendo un rigetto stratigrafico enorme, essa non ha creato all'*hangingwall* un bacino riempito da una potente successione continentale, come nelle tipiche conche intramontane pleistoceniche centro-appenniniche (Fucino, Sulmona, Rieti, ecc.); (b) spesso l'*hanginwall* della faglia (flysch) è a quote superiori del *footwall* (calcari); (c) in pianta la faglia "taglia" le creste (C.le Frontino, C.le Frate, C.le q.1038), senza creare un invito morfologico;

3) assenza di potenti conoidi recenti alla base della faglia;

4) la faglia non taglia la linea OAS ma devia da NNE-SSO a circa N-S avvicinandosi a questo sovrascorrimento, fino a scomparire a N di Micigliano;

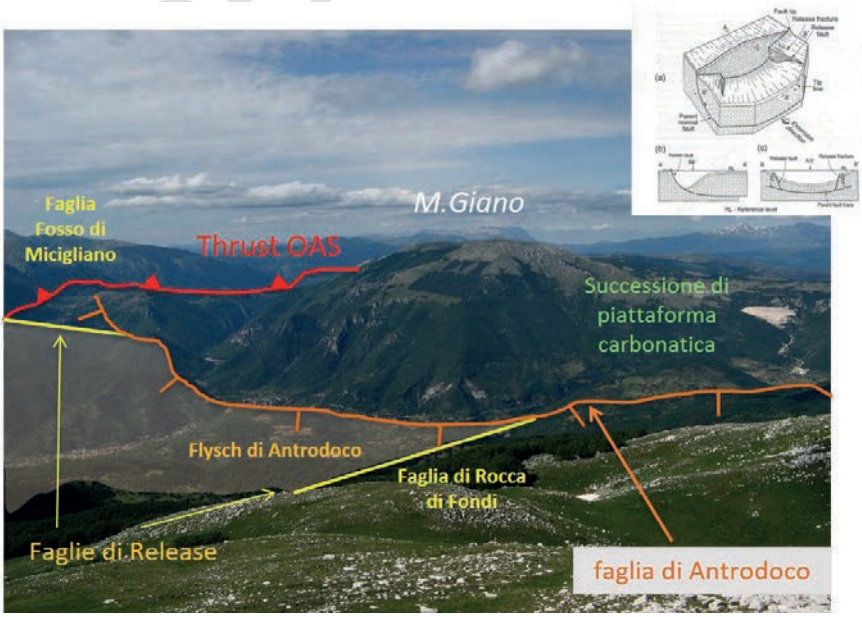


Fig. 104 - *Panoramica da S (M. Nuria) della zona di Antrodoco e del M. Giano. Sono evidenziati l'andamento della faglia di Antrodoco e l'area di affioramento del flysch di Antrodoco (unità arenaceo-pelitica, UAP$_a$), delimitato dalla faglia stessa e dalle faglie di release del F.so di Micigliano e di Rocca di Fondi. Nel riquadro in alto a dx è riportato lo schema di formazione di un bacino di release (da* Destro et alii, *2003).*

5) nel flysch e nei calcari di *hangingwall*, presso Antrodoco e poco a SO del paese, si vedono piani inversi SO-vergenti, causati per *buttressing* (*sensu* Butler, 1989) durante la spinta compressiva neogenica;
6) in alcuni punti (C.le Frate, C.le Frontino), si hanno plaghe di flysch UAP poggianti disconformi, con geometria *onlap*, sui termini di piattaforma del Giurassico-Miocene, lungo una paleoscarpata immergente a SO. A tal proposito, nella Carta geologica, il sistema di faglie di Antrodoco è segnato con linee viola (simbolo di faglia sinsedimentaria) e non con una linea fine nera puntinata (simbolo di contatto inconforme lungo una paleoscarpata) come forse più correttamente andrebbe fatto; ciò in quanto si ritiene che la paleofaglia miocenica abbia avuto molto meno tempo di erodersi e trasformarsi, prima di essere suturata dal flysch, rispetto a quanto successo ad es. con le successioni giurassiche a bordo delle faglie sinemuriane;
7) alla base della UAP ricorrono olistoliti di calcari miocenici testimoni di un'attività tettonica *pre-thrusting* al bordo del bacino d'avanfossa;
8) la dolomitizzazione dei depositi del Giurassico basale al *footwall* della faglia (*litofacies* MAS_b e CPL_a, § VI 3.2. e VI 3.3.) indica risalita di fluidi profondi lungo il piano per molto tempo, condizione simile a quanto rilevato nel *Calcare Massiccio* e nella *Corniola di Castelmanfrino* (*Dolomie di Castelmanfrino* di Crescenti, 1969), al *footwall* della paleofaglia miocenica della Montagna dei Fiori (Ronchi *et alii*, 2003);
9) andamento marcatamente curvilineo della faglia e non rettilineo, come invece le quaternarie, e convessità verso la parte ribassata, al contrario della maggior parte delle faglie listriche. La faglia è stata quindi ruotata durante la compressione (si veda anche la faglia di Fiamignano nel F. 358 Pescorocchiano);
10) rapporto lunghezza/rigetto fuori scala rispetto alle curve logaritmiche di rapporto L/D delle faglie quaternarie (Cowie & Scholz, 1992).

L'età attribuibile alla faglia di Antrodoco è probabilmente tortoniana poiché all'altezza della UAM_2, ma più comunemente della UAM_3, si ritrovano appoggi inconformi su un *footwall* strutturato; inoltre, i depositi pre-serravalliani all'*hangingwall* della faglia sono ancora poco spessi (unità CBZ_2, § VI 2.4.).

Infine va specificato che la faglia di Antrodoco mostra una parziale e limitata riattivazione nel Quaternario, almeno nella sua parte centrale ad andamento NO-SE. Ciò è ipotizzabile dalla distribuzione delle brecce pleistoceniche del *sintema di Casale Giannantoni* (GNT_i, VII § 7.2.2.), che appena a SO del paese di Antrodoco appaiono dislocate di circa 70-80 metri, così come dislocazioni minori interessano i depositi alluvionali della successiva *unità di Antrodoco* (§ VII 7.2.3.; Fig. 105), riferita dubitativamente al Pleistocene medio finale.

PROGETTO CARG



Fig. 105 - *Antrodoco paese. Faglia distensiva (linea rossa) che interessa i depositi dell'unità di Antrodoco del Pleistocene medio finale.*

2 - TETTONICA COMPRESSIVA SIN-OROGENICA

Nell'Appennino centrale la fase compressiva neogenica che segue la flessurazione dell'avanpaese e la deposizione delle torbiditi di avanfossa si muove come un'onda orogenica da O verso E (Elter *et alii*, 1975). La compressione origina una serie di pieghe e sovrascorrimenti le cui enucleazioni e geometrie sono vinco-

late dalle precedenti strutture tettoniche distensive, dalle anisotropie meccaniche del *multilayer* sedimentario e dai tassi di sedimentazione ed erosione *sin-thrusting* (Tavarnelli, 1996b; Tavarnelli *et alii*, 1999; Calamita *et alii*, 2003; Bigi & Costa Pisani, 2005). Nel F. Antrodoco le imponenti faglie distensive sinsedimentarie prima descritte sono a luoghi invertite, più spesso tagliate e/o ruotate, dai *thrust* in avanzamento. Il quadro finale risultante in affioramento è un complicato sistema di formazioni con età e *facies* diverse separate tra loro da faglie dirette sin-sedimentarie e sin-orogeniche, poi ulteriormente complicato dalla tettonica distensiva post-orogenica (§ 3.). In particolare, sono le fasce di raccordo piattaforma annegata-bacino a mostrare maggiormente questo complicato *pattern* strutturale, come osservabile lungo la linea OAS ed il *thrust* del M. Gabbia-M. Calvo (§ 2.2.1.).

Riguardo al *timing* dell'inizio della deformazione compressiva, nel Dominio Umbro-Sabino del Foglio (Monti Reatini) non affiorano sedimenti di avanfossa tali da poter datare l'inizio della flessurazione *pre-thrusting*. I più vicini affiorano nella V.le del F. Aia, subito ad O dei Monti Sabini, ascritti alla *Formazione marnoso-arenacea* e datati Burdigaliano sup.-Langhiano (Cipollari *et alii*, 1995). Nel vicino F. 336 Spoleto, per lo stesso dominio strutturale sono segnalati depositi di *thrust-top sin-thrusting* (Conglomerati *di Vallocchia-Belvedere*) del Serravalliano sup. (Damiani, 2011). L'area Umbro-Sabina ad O dei Monti Reatini sembrerebbe quindi investita dall'onda orogenetica a partire dal Miocene medio (Cipollari *et alii*, 1995) o sup. (Deiana *et alii*, 1995), mentre per i Monti Reatini, e quindi le unità presenti nel F. Antrodoco (Fig. 85), è più probabile che l'avanfossa si sia sviluppata nel Tortoniano (medio?) e che il primo coinvolgimento in catena sia databile al Messiniano inf. (Cipollari *et alii*, 1995; Calamita *et alii*, 1995b).

Nelle altre aree del F. Antrodoco l'avanfossa è invece affiorante ed il coinvolgimento in catena è datato post Messiniano inf. (età della UAP e LAG_4).

Probabilmente verso la fine del Pliocene inf. si enucleano i due *thrusts* del M. Mozzano-Gran Sasso e del M. Gabbia-M. Calvo; il primo secondo molti autori in fuori sequenza, mentre sul secondo non si hanno elementi certi per ipotizzarlo come "riattivato" e potrebbe trattarsi di uno *splay* interno del *thrust* del Gran Sasso (Buttinelli *et alii*, 2021).

Nel Pliocene inf. (Patacca *et alii*, 1991; Cipollari & Cosentino, 1991), o forse nel Pliocene "medio" (Festa, 1999) o nel Pliocene sup. (Calamita *et alii*, 1995c), si ha una riattivazione in fuori sequenza delle strutture più interne Umbro-Sabine, con la formazione dell'arco Appennino settentrionale di cui i Monti Reatini e la *Linea Olevano-Antrodoco Auct*. rappresentano la fascia centro-meridionale di unità tettoniche e *thrust* (Fig. 85), con significato di rampa laterale/obliqua destra. Questi nuovi *thrust* a loro volta si enucleano in sequenza considerata sia *piggy-back* (Alberti *et alii*, 1996) che con fenomeni al loro interno di fuori sequenza (Capotorti & Mariotti, 1991; Deiana *et alii*, 1995; Festa & Piana, 2003) o di *syncronous-thrusting* (Corrado *et alii*, 1995/2; Vecchia,

PROGETTO CARG

1995 e 1996). L'inviluppo più esterno dei *thrust* nei Monti Reatini forma la linea Olevano-Antrodoco-Monti Sibillini (OAS) (Salvini & Vittori, 1982; Cavinato *et alii*, 1986).

Come suggerito da Vecchia (1996), Cifelli & Mattei (2010) e Turtù *et alii* (2013), e confermato dagli studi per la realizzazione di questo Foglio, sarebbe forse più corretto considerare la strutturazione dell'arco Appennino settentrionale, e dei M.ti Reatini associati, non come un reale fuori sequenza, ma come risultato di un unico evento compressivo in una deformazione progressiva dell'arco, contraddistinta da vistosi fenomeni di *syncronous-thrusting* delle varie unità tettoniche formanti l'arco stesso. La strutturazione progressiva della linea OAS (con forti rotazioni orarie delle strutture esterne di *hangingwall*, Turtù *et alii*, 2013) sarebbe stata fortemente influenzata dall'architettura del paleomargine della piattaforma Laziale-Abruzzese e dalla presenza della *Linea Ancona-Anzio Auct.* Le medesime considerazioni di strutturazione progressiva si potrebbero estendere all'arco del Gran Sasso.

Di seguito verranno descritti i principali sovrascorrimenti, e collegate unità tettoniche (Fig. 85), presenti nel Foglio, partendo dai più interni (e in alto nella pila tettonica) a quelli più esterni (in basso).

2.1. - Le strutture dei monti reatini e la linea Olevano-Antrodoco-Monti Sibillini (OAS)

Nel F. Antrodoco le strutture dei Monti Reatini sono suddivisibili in tre *thrust sheet* principali, a vergenza orientale e con direttrici medie circa N-S/N20 (Vecchia, 1996), tutti appartenenti al Dominio Umbro-Marchigiano-Sabino. I *thrust sheet* ricadono all'interno delle unità tettoniche UT5 e UT6 di Cosentino *et alii* (1991/2), delle unità M. Tolentino, M. Nocella e M. Boragine di Calamita & Deiana (1981) e delle unità M. Palloroso, M. Terminillo e M. Cavallo di Deiana *et alii* (1995), nell'unità di M. Nocella/M. Pozzoni e nell'unità dei M.ti Sibillini che Calamita *et alii* (1995c) definiscono in un'area comprendente la sola zona dei M.ti Nocella e Boragine di questo Foglio.

Il fronte più esterno, di inviluppo di tutte queste unità, rappresenta la nota linea d'accavallamento Olevano-Antrodoco-Monti Sibillini (OAS) (Salvini & Vittori, 1982; Cavinato *et alii*, 1986).

L'unità tettonica più interna nei Monti Reatini, fra quelle presenti in questo Foglio (unità Palloroso/Tolentino), è in realtà visibile principalmente nel limitrofo F. 347 Rieti, dove affiora per svariati chilometri sui M.ti Calcarone, Palloroso e Catabio, mentre nel F. Antrodoco entra solo con una esigua porzione nello spigolo nord-occidentale (zona di M. Costa Acera e Vindoli, § 2.1.1.) e poco a S della faglia di Leonessa (Fig. 85).

PROGETTO CARG

Le due unità tettoniche più esterne (ad E) alla precedente sono la Terminillo/Nocella e la Cavallo/Boragine (Fig. 106), che si estendono da Cimata di Castello a S, al M. Nocella e M. Boragine a N; la seconda tende a chiudersi al di sotto della prima a S del Torrente Rara (Deiana *et alii*, 1995; Vecchia, 1996; Pierantoni *et alii*, 2005) (Figg. 85 e 106).

Un argomento di discussione connesso alla OAS è dal punto di vista strutturale la collocazione della fascia di *scaglia cinerea detritica* (CDZ) diffusamente affiorante, in successione rovescia, alla base della linea OAS. Questa è stata considerata, da vari autori, come uno *splay* tettonico strappato ora all'*hangingwall* ora al *footwall* della OAS, a luoghi anche con rapporti *younger-on-older* rispetto ad essa (Deiana *et alii*, 1995; Pierantoni *et alii*, 2005; Vecchia, 1996; Koopman, 1983; Mazzoli *et alii*, 2005; Porreca *et alii,* 2018; F. 357 Cittaducale). In questo Foglio è considerata facente parte, come sub-unità, dell'unità tettonica Cavallo/Boragine, all'*hangingwall* della linea OAS. Per questa ricostruzione geometrica si veda il § 2.1.3. e il profilo geologico C-C' a margine della Carta. Più in generale il ruolo strutturale della CDZ è legato allo sviluppo di una serie di sottili *splay* embricati (o *horses* di *duplex* ora eroso sul fronte) lungo il fronte delle Unità

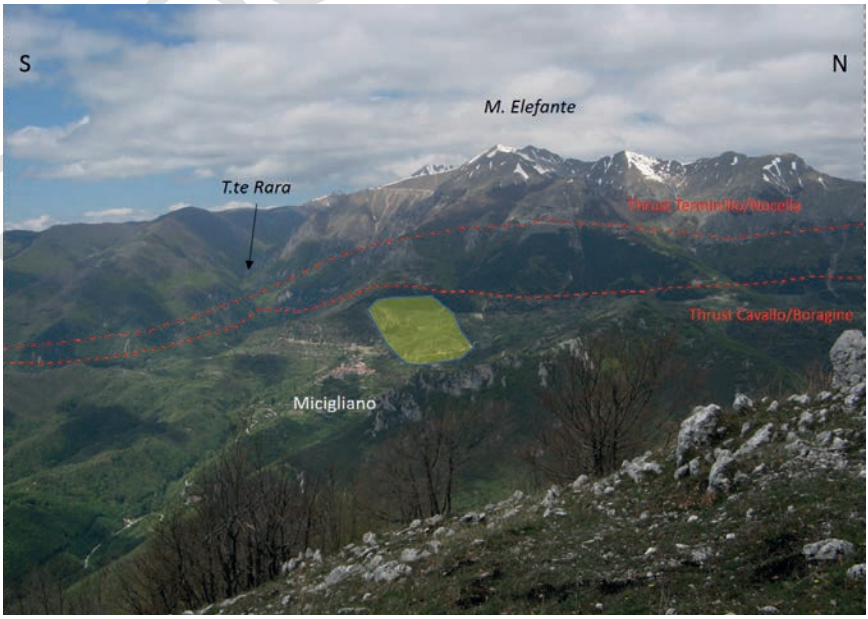


Fig. 106 - *Panoramica dei thrust-sheet del Terminillo/Nocella e della Cavallo/Boragine nella zona del T. Rara e M. Elefante. A S del T. Rara l'unità tettonica Cavallo/Boragine tende a chiudersi al di sotto della Terminillo/Nocella e ne affiorano solo poche decine di metri di spessore. In giallo è evidenziata la paleo-frana di Micigliano, trattata nel § X 1.*

PROGETTO

Reatine che interessano i terreni fino al Miocene compreso, presentando ognuno un rigetto stratigrafico, in superficie, alquanto limitato, anche se l'entità totale dell'accavallamento è probabilmente pluri-chilometrico, come riscontrabile dalle preferenziali geometrie in *footwall flat* al tergo delle limitate sinclinali rovesce al letto dei fronti di accavallamento (Buttinelli *et alii*, 2021). Le geometrie finali ricorrenti al fronte della linea OAS prevedono in generale un'anticlinale asimmetrica molto stretta e coricata di *hangingwall*, una sinclinale rovescia (e deformata) di *footwall* (probabilmente non propagabile in profondità) e una serie di *splay* minori, quasi sempre rovesci, nel mezzo. Tale configurazione si sposa con una, o un insieme, delle deformazioni tipo: a) taglio dei fianchi tra una coppia antiforme-sinforme (Heim, 1921), b) *buckling e buckle-folding,* con taglio e continua deformazione delle struttre piegate da parte dei *thrust* a bassa inclinazione (Barchi *et alii*, 1988; Lavecchia *et alii*, 1988; Calamita, 1990), c) *fault-propagation folding sensu* McNaught & Mitra (1993) e in Spang & McConnell (1997), d) *trishear fault-propagation folding* (*sensu* Erslev, 1991); *progressive rollover fault-propagation folding sensu* come in Storti & Salvini (1996). Durante il rilevamento del Foglio non sono state visualizzate sicure geometrie tipo *duplex,* se non forse nella zona di Buco del Merlo, anche se non si può escludere una loro più estesa formazione, come notato in altre località lungo la linea OAS (si veda es. Capotorti & Mariotti, 1991).

Conseguentemente, anche la stima del rigetto tettonico dei Monti Reatini in accavallamento lungo la linea OAS non è sempre facilmente quantificabile; ciò per mancanza di dati di sismica di buona qualità (es. 12-13 km in Buttinelli *et alii*, 2021) o perché il calcolo di tale rigetto varia di molto se si considerano o meno le faglie dirette bordiere della linea OAS come *pre* o *post thrusting* (Tavarnelli *et alii*, 1999) o perchè considerare la stessa linea OAS come inversione positiva di una faglia diretta ad alto angolo miocenica (come in Di Domenica *et alii*, 2012 o Satolli & Calamita, 2012). Anche il raccorciamento stimato dalla letteratura è variabile tra il 30% ed il 65%, come illustrato nelle sezioni bilanciate di Bally *et alii* (1986) (>10 km), Mazzoli *et alii* (2005) (<10 km), Tavarnelli *et alii* (1999) (circa 5 km); Vecchia (1996) e Cosentino *et alii* (1991) ipotizzano un raccorciamento conservativo di circa il 50% e 34 km di rigetto orizzontale totale.

Per ciò che riguarda l'analisi cinematica delle diverse unità tettoniche dell'area dei Monti Reatini si evidenziano vettori compressivi raggruppabili in due famiglie principali: N50-70 e N110-140 (Fig. 107).

Nel tempo però si è sempre più consolidata l'idea che l'area reatina non sia stata soggetta a due diverse fasi tettoniche ma piuttosto ad una unica fase con spinte verso ENE sviluppatasi lungo una rampa laterale/obliqua condizionata dalla paleogeografia giurassico-miocenica, dando vita a vistosi fenomeni rotativi orari delle strutture (Mattei *et alii*, 1995), specie lungo la linea OAS. Una apparente seconda fase di spinta è visibile in particolare nei casi di disarmonia

PROOF COPY



Fig. 107 - Spaced disjunctive cleavage *prodotto da* pressure-solution *in strati calcarei della scaglia cinerea detritica (CDZ) lungo il fronte della linea OAS. Le spinte misurate vanno verso ENE.*

fra piano di *thrust* ed andamento delle pieghe e degli elementi mesostrutturali (*buckling folding*, Barchi *et alii*, 1988). Questa considerazione è stata anche rafforzata dagli studi paleomagnetici di Turtù *et alii* (2013).

Di seguito saranno descritte in modo specifico le tre unità tettoniche presenti all'interno del Dominio Umbro-Marchigiano-Sabino nel Foglio (Fig. 85).

2.1.1. - *Unità tettonica Palloroso/Tolentino*

Questa unità tettonica è presente sul solo versante orientale del M. Tolentino (spigolo NO del Foglio) e in un limitatissimo spicchio lungo il bordo O del Foglio, a NE del M. di Cambio. L'unità è costituita essenzialmente dal *Calcare Massiccio* (MAS), sul quale poggiano termini di alto strutturale che evolvono rapidamente a termini francamente bacinali (tetto RSN/letto DPO, § VI 1.6.,1.9.). A letto della superficie del *thrust* basale sono presenti *splay* di successione giurassica che separano il MAS dalla *Scaglia Rossa* che costituisce il *footwall* (formato dall'unità tettonica Terminillo/Nocella). Il sovrascorrimento si esplica principalmente

in una zona di taglio pervasiva accompagnata da deformazioni duttili nel *footwall* e in una estesa fascia cataclastica nell'*hangingwall*. La disposizione delle formazioni all'*hangingwall* ed al *footwall* indica una superficie del *thrust* immergente verso i quadranti occidentali con angolo vicino ai 45° e geometrie di *footwall flat*. Successivamente questa superficie è stata dislocata da faglie distensive NO-SE e N-S, ribassandola verso i settori occidentali.

2.1.2. - *Unità tettonica Terminillo/Nocella*

L'unità Terminillo/Nocella occupa tutta la parte orientale del Foglio (Fig. 85). A N del sistema di faglie distensive di Leonessa l'unità si ritrova traslata e ribassata, così che i suoi terreni affioranti sono in prevalenza giurassici nella parte centro-meridionale del Foglio e cretacico-paleogenici nella parte più settentrionale.

La geometria e la cinematica del *thrust* basale dell'unità sono state ampiamente descritte da Deiana *et alii* (1995) e Vecchia (1996); il *thrust* è considerato nel suo ultimo movimento successivo alla deformazione della sottostante unità Cavallo/Boragine (deformazione per *syncronous thrusting*), ciò testimoniato da un piano sub-orizzontale o poco inclinato secante una anticlinale rovescia al *footwall* (unità Cavallo/Boragine, si veda profilo B-B' a margine della Carta). Le formazioni all'*hangingwall* appaiono in giacitura sub-orizzontale, o poco inclinata in blande anticlinali, quando il movimento di traslazione interessa la paleo-piattaforma (formazioni MAS e DPR), mentre sono deformate in un'anticlinale asimmetrica e rovescia se sono coinvolti i successivi termini bacinali, sia giurassici che cretacico-paleogenici. Geometrie di questo tipo sono state interpretate da alcuni autori (per es. da Pierantoni, 1997) come pieghe forzate legate allo sviluppo di *blind-thrust*, con successivi *breakthrough thrust* (Vecchia, 1996). Plausibilmente molti dei *blind-thrust* segnalati possano essere delle paleoscarpate giurassiche di bordo di PCP, ruotate dalla successiva tettonica compressiva ed ora in apparente accavallamento sulla successione pelagica già in *onlap* sulla paleoscarpata stessa. L'assetto generale delle monoclinali e anticlinali è disarticolato da faglie di trascinamento *sin-thrusting* anche fortemente transtensive e faglie dirette quaternarie a direzione preferenziale appenninica o N-S.

Nei settori SO del Foglio (zona di M. Bove e Cimata di Castello) le formazioni affioranti (COK, RSN, DPO) si ribaltano verso ESE in prossimità dell'emergenza del *thrust* basale, formando un'anticlinale molto stretta con asse sub-orizzontale circa parallelo all'andamento del *thrust* (NE-SO a Cimata di Castello e N-S a M. Bove) (piega di trascinamento per Deiana *et alii*, 1995).

In tutta la zona sono inoltre presenti, al letto del *thrust* basale, una serie di *embricate splay* coinvolgenti le formazioni MAI, SAA, SCZ, parzialmente i CDI

PROGETTO CARG

e CCF, tutti in giacitura rovescia e appartenenti alla sottostante unità tettonica Cavallo/Boragine (§ 2.1.3.). Questi *splay* si sovrappongono poi alla CDZ ribaltata prima trattata (§ 2.1.).

Nella parte centrale dell'unità, dal torrente Rara a S ai M.ti di Cambio e Facci a N, affiora solitamente il MAS e la COK in giacitura sub orizzontale, ma tra M. I Porcini e M. di Cambio anche le altre unità giurassiche e cretaciche della successione umbro-sabina. I contatti con il *thrust sheet* sottostante sono diversi da S verso N, identificando tre settori a comportamento differente, separati da strutture tettoniche trasversali.

Nel primo settore, tra il torrente Rara e la faglia Micigliano/M. Valloni il piano di sovrascorrimento è poco inclinato verso O.

Nel secondo settore, nella zona del M. Elefante, il MAS si sovrappone ai FUC e alla SAA con piani ad alto angolo, così come è il contatto (area del Buco del Merlo) tra le DPR e la MAI (in giacitura rovescia), in apparente "fuori sequenza" (si veda il profilo C-C' a margine della Carta). L'assetto strutturale del *thrust sheet* è complicato dalla presenza, sulla cima di M. Ritornello, di un *klippe* di COK in contatto tettonico sub-orizzontale sulla sottostante anticlinale rovescia di terreni cretacici dell'unità tettonica Cavallo/Boragine, troncato sul lato occidentale da una faglia diretta ad alto angolo che ribassa verso E. Questa interpretazione, a seguito del rilevamento eseguito, è opposta a quella di Deiana *et alii* (1995) che interpretavano la struttura del Ritornello come un *graben*.

I rilevamenti per il Foglio hanno anche permesso di caratterizzare la struttura de I Porcini, nota ma mai studiata in dettaglio finora. In questo settore sono stati rilevati appoggi stratigrafici diretti del tetto di COK_a e delle RSN sul *Calcare Massiccio*, testimoni di un sistema PCP/bacino caratterizzato dalla messa in posto di olistoliti di MAS di differenti dimensioni all'interno della COK_a affiorante a S de I Porcini. Le conseguenze di questo particolare assetto stratigrafico durante il *thrusting* (Bollati *et alii*, 2011) sono osservabili nelle strutture minori rilevate nell'intero settore: all'interno della COK_a si osserva una faglia inversa E-vergente, a letto della quale gli strati in *onlap* sulla paleoscarpata di Buco del Merlo sono intensamente deformati in una piega sinforme e numerose pieghe parassite. Questa intensa deformazione duttile degli strati è legata alla presenza ed interazione di oggetti rigidi quali gli olistoliti e la paleoscarpata. La deformazione, riassorbita dagli strati soprastanti, conferisce all'intera struttura l'assetto di *blind thrust*.

Nel terzo settore, tra V.le Scura e la faglia di Leonessa, la superficie di *thrust* ha giacitura sub-orizzontale o poco inclinata verso O. L'*hangingwall* a N del F.so dei Cavalli interessa il sistema PCP giurassico del M. di Cambio (§ 1.1.2.).

A N della faglia di Leonessa (§ 3.1.5.) l'unità Terminillo/Nocella è di nuovo formata da termini che vanno dalla *Corniola* alla *scaglia detritica* paleogenica, con *splay* secondari al suo fronte. Lungo uno di questi (zona di Massariello-Forca del Cupo), si ha un contatto *younger-on-older*, sub-orizzontale, fra la MAI (al

PROGETTO CARG

tetto) e i DPO (al letto). La presenza di questi contatti anomali si ritiene sia legata all'inversione di precedenti faglie dirette O-immergenti (sia giurassiche che cretacico-mioceniche, Butler, 1989; Alberti *et alii*, 1996; Calamita *et alii,* 2003; Bigi & Costa Pisani, 2005) o a deformazioni per *syncronous-thrusting*.

In quest'area si ritrova anche la struttura del M. Nocella-M. Cerasa-Pizzilli (*klippe* dell'unità Terminillo/Nocella in Calamita & Deiana, 1981). È formata da terreni in giacitura rovescia del Giurassico-Cretacico sovrascorsi al di sopra dei termini cretacico-paleogenici dell'unità Cavallo/Boragine. I rilevamenti effettuati per questo Foglio hanno messo in evidenza quanto tale struttura sia più complessa di quanto descritto dagli autori precedenti e vede una struttura a quote variabili e giaciture rovesce che comprende termini dalla *Corniola* alla *Scaglia Rossa* cretacica che sono in contatto tettonico, ad O e S, con una monoclinale diritta immergente ad E (con formazioni che vanno dalla *Maiolica* alla *scaglia detritica* cenozoica) e ad E in contatto ancora con formazioni cretaciche e cenozoiche che tendono però a rovesciare. Le formazioni diritte appartengono all'unità tettonica sottostante Cavallo/Boragine, mentre la presenza delle *scaglie* detritiche cenozoiche ribaltate, affioranti ad E e a loro volta in contatto tettonico con formazioni diritte e "più pulite" ancora più ad E, suggerisce l'esistenza di un ulteriore *thrust* all'interno dell'unità Cavallo/Boragine (forse di riattivazione di una paleofaglia paleocenica), o in alternativa che il *klippe* del M. Nocella-M. Cerasa-Pizzilli interessi, ad E, anche la *scaglia detritica* cenozoica.

2.1.3. - *Unità tettonica Cavallo/Boragine*

L'unità Cavallo/Boragine, strutturalmente più bassa, affiora in maniera difforme nel F. Antrodoco. Nella parte S, fra Villa Ornaro e il T.te Rara, si ha solo lungo una fascia spessa alcune decine di metri; a N di questo Torrente l'unità si apre in pianta a forma di triangolo fino al M. Cavallo, dove è spessa centinaia di metri e si interrompe all'altezza della faglia di Leonessa (§ 3.1.5.). A N di quest'ultima faglia, fra Favischio e C.le Moretto e sui fianchi O ed E del *klippe* dei M.ti Nocella-La Cerasa-Pizzilli, fino alla conca di Bacugno, come già accennato si complica strutturalmente. Infine, è ampiamente visibile all'estremo N del Foglio, sulla struttura anticlinalica del M. Boragine-C.le Capoduro.

Il *thrust* che delimita al letto questa unità rappresenta per molti autori la linea OAS nel tratto dei Monti Reatini di interesse del F. Antrodoco, anche se è ancora dibattuto di *quale*, fra i tanti, sia da considerare il *thrust* basale dell'unità e quindi di quanto estendere verso E l'unità tettonica in questione; anche perchè pure il *footwall* di terreni miocenici sottostante l'unità Cavallo/Boragine risulta a sua volta deformato e in accavallamento verso E, quindi si potrebbe considerare questo il vero fronte della linea OAS (come in Vecchia, 1996).

PROGETTO CARG

In generale l'unità Cavallo/Boragine è data da formazioni cretacico-paleogeniche che disegnano una macro-anticlinale con geometria a *box-fold*, asimmetrica e rovesciata/coricata verso ENE, con cerniera sub-parallela all'emergenza del *thrust* basale ed angolo fra i fianchi stretto (Fig. 108).

Questa macroanticlinale è stata già definita in Deiana *et alii* (1995) con una geometria data da un'alternanza di pieghe della classe 3 e pieghe della classe 1B e 1C di Ramsay & Huber (1987) e formatasi a seguito di un meccanismo di *buckling folding* (Barchi *et alii*, 1988) e *blind-thrust* (Calamita, 1990; Cosentino *et alii*, 1991). Più recentemente è stata interpretata da Calamita *et alii* (2012a), nella sua porzione settentrionale (area del M. Boragine), come espressione di un meccanismo di deformazione in profondità di tipo *fault-bend folding*, accompagnato in superficie da un rovesciamento della piega per processi di *simple-shear* e *drag-folding*. Questa particolare cinematica sarebbe legata ad un meccanismo di inversione neogenica di precedenti faglie dirette giurassiche (*Linea Ancona-Anzio Auct.*) e mioceniche ad andamento NNE-SSO, riprese come rampe oblique durante il *thrusting*.

L'unità Cavallo/Boragine non è comunque formata da una semplice anticlinale rovescia e da un suo *thrust* basale, ma è suddivisibile in tre sub-unità, non

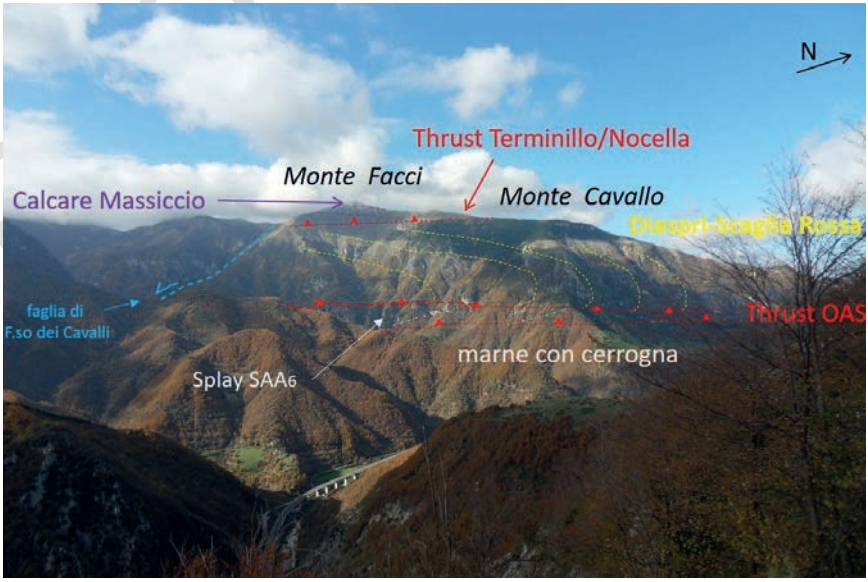


Fig. 108 - *Panoramica del versante meridionale e orientale di M. Cavallo, con evidenziati la macroanticlinale, chiusa e rovescia, e lo* splay *mediano di SAA_6 appartenenti all'unità Cavallo/Boragine. È anche segnata la traccia della faglia diretta del F.so dei Cavalli, a probabile movimento polifasico in quanto rigetta di poco i thrust delle unità dei Monti Reatini nonostante il suo grosso rigetto stratigrafico.*

sempre tutte presenti in superficie, di cui le due inferiori sono probabilmente da considerarsi come degli *splay* frontali di quella superiore o degli *horses* (ribaltati durante la deformazione progressiva) di un sistema *duplex* e attualmente visibili solo a tratti per erosione del *roof-thrust*. Questa ricostruzione geometrica è deducibile lungo il versante meridionale del M. Boragine-C.le Capoduro, dove in sezione trasversale si vede la sub-unità inferiore, formata dalla *scaglia cinerea detritica* (CDZ), annullarsi verso O, dove la sola sub-unità superiore (in *Maiolica*) si accavalla sulle *marne con cerrogna* (CRR) del *footwall.*

La macroanticlinale tende a scomparire a S del T.te Rara sotto l'unità Terminillo/Nocella e delle tre sub-unità affiorano soltanto degli stretti e lunghi *splay*, visibili sui fianchi orientali dei M.ti Bove e Cimata di Castello. Questi *splay* hanno spessore e larghezza in affioramento molto limitato, in alcuni casi poche decine di metri, tanto che per alcuni autori in questo tratto si avrebbe la sola unità Terminillo/Nocella (Pierantoni *et alii*, 2005). Tutte le formazioni che li caratterizzano sono in giacitura rovescia, pendenti verso O-NO e spesso interessati da estese zone di taglio compressive fragile-duttile (Fig. 109). Di questi *splay* il superiore è formato quasi sempre dalla *maiolica detritica* (MAD) (Fig. 110) e, per brevi tratti (fra Vena Rocca e il limite S del Foglio), anche dai *calcari diasprigni detritici* (CDI), in successione rovescia;
l'intermedio, dalle *calcareniti e calciruditi a fucoidi* (CCF_2), dalla SBI_a, SAA_4 e SAA_{6a}, spesso in alternativa fra loro; il basale, molto più esteso, è formato quasi ovunque dalla *scaglia cinerea detritica* (CDZ) (§ 2.1.), con ulteriori raddoppi al suo interno, e solo allo sbocco del T.te Rara, a S di Costa Piana, anche dalla *scaglia variegata* (VAS) e dalla SAA_6 (Fig. 111).

Infine, al letto di questo ventaglio di *thrust*, le formazioni carbonatiche mioceniche (SPT e CRR), classicamente considerate di *footwall* della linea OAS, sono anch'esse interessate da deformazioni da taglio e sovrascorrimenti. In particolare, ad O di Micigliano si ha che la SPT sovrascorre sui depositi terrigeni alto miocenici della UAP_a, quest'ultimi ripiegati in una stretta sinclinale rovescia; più a S di Micigliano il contatto fra formazioni carbonatiche e terrigene mioceniche sembra invece realizzarsi in gran parte attraverso una faglia diretta *post-thrusting* ad andamento NNE-SSO e ribassante ad O.

La parte centrale dell'unità Cavallo/Boragine, dal T.te Rara al M. Cavallo, è rappresentata solitamente da due sub-unità. La superiore, unica sempre presente, data da termini medio-alto giurassici e più spesso cretacici, forma l'anticlinale rovescia di M. Cavallo (Fig. 108); la mediana è costituita da *Marne a Fucoidi* (rare) e *Scaglia Rossa e variegata*; la inferiore, presente a tratti, dalla *scaglia cinerea detritica*.

Questa parte centrale, come la sovrastante unità Terminillo/Nocella, è attraversata dalla grossa faglia appenninica, SO-immergente, di M. di Cambio/F. so dei Cavalli (§ 3.1.1.) (Fig. 108) che, come la faglia di Leonessa (§ 3.1.5.),

PROGETTO CARG



Fig. 109 - *Affioramento di scaglia cinerea detritica (CDZ, parte alta), fittamente clivata, in corrispondenza del fascio di thrust alla base dell'unità Cavallo/Boragine.*



Fig. 110 - *Versante E del M. Bove. Sovrascorrimento all'interno dell'unità Cavallo/Boragine della subunità di maiolica detritica (MAD) al di sopra della subunità di scaglia cinerea detritica (CDZ).*

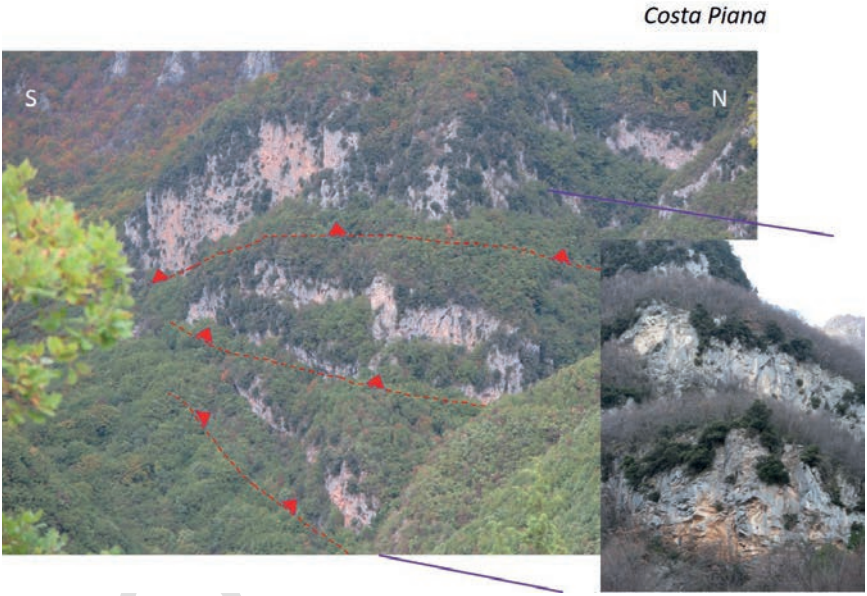


Fig. 111 - *Sbocco del T.te Rara. Panoramica e particolare del versante in sx del Torrente, con evidenziati i tre* splay *in successione verticale appartenenti all'unità Cavallo/Boragine. Lo* splay *più in basso è formato da terreni che spaziano dalla Scaglia Rossa cenozoica (SAA_6) alla scaglia cinerea detritica (CDZ) in successione diritta.*

ribatte su uno dei fianchi della PCP giurassica di M. di Cambio.

La parte settentrionale dell'unità (fra Cerqua/Favischio e la faglia del M. Boragine, § 3.1.6.) si presenta estremamente frammentata a causa di faglie distensive circa N-S e NE-SO che ribassano generalmente verso O-NO e rendono molto difficoltosa la ricostruzione degli originali rapporti tettonici fra i vari *splay* e con la sovrastante unità Terminillo/Nocella. La sub-unità superiore, presente fra Cerqua/Favischio e il M. Cerasa e sui versanti E e O del M. Nocella, al letto del *klippe* omonimo (§ 2.1.2.), è costituita da una successione dalla MAI alla SCZ_2, formanti un'anticlinale in rovesciamento e accavallamento verso S e verso E (Fig. 112).

La sub-unità intermedia affiora fra Cerqua/Favischio, a S, e Colleoncina-Bacugno, a N, e si presenta come una evidente anticlinale coricata, ad andamento NE-SO, con affioranti termini della SBI e SAA e con nucleo nelle FUC. La piega è dissecata da faglie minori di trascinamento e faglie dirette NO-SE.

La sub-unità inferiore non è affiorante nella porzione centro-settentrionale dell'unità Cavallo/Boragine.

La parte più settentrionale dell'unità Cavallo/Boragine è infine rappresentata dalla struttura del M. Boragine-C.le Capoduro, affiorante al letto della faglia



Fig. 112 - *Zona di Cerqua. Sovrascorrimento della sub-unità superiore sulla mediana dell'unità Cavallo/Boragine. All'*hangingwall *si ha Scaglia Rossa cretacica (SAA_4), al* footwall *Scaglia Rossa cenozoica (SAA_6), entrambe rovesciate*

diretta NNO-SSE del M. Boragine che rialza tutta l'unità tettonica verso E (§ 3.1.6.). Questa zona è stata anche una delle più studiate in passato per questa area dei Monti Reatini (Calamita & Deiana, 1981; Calamita *et alii*, 1987; Deiana *et alii*, 1995; Pierantoni *et alii*, 2005; Mazzoli *et alii*, 2005; Di Domenica *et alii*, 2012; Calamita *et alii*, 2012a; Turtù *et alii*, 2013).

È visibile una grossa piega anticlinale frontale di *hangingwall*, asimmetrica, coricata e con cerniera estremamente chiusa. Il *backlimb* è formato dai termini giurassico-cretacici della PCP di M. Boragine (§ 1.1.3.), a giacitura diritta e pendenti verso E-NE, in cui sono presenti al di sopra dei "finti *klippe*" delle FUC e della SAA_4 (§ 1.4.2.; Fig. 102). Il *forelimb* è dato da una piega con forma ad "ampolla", con cerniera a direzione NNE-SSO e il lato dritto e rovescio nella *Scaglia Bianca* in affioramento con strati quasi paralleli e combacianti fra loro; il nucleo della piega è in MAI e FUC (Fig. 113).

Una faglia diretta meridiana, E-immergente con medio angolo, spezza l'anticlinale e mette a contatto le *Marne a Fucoidi* e la *Scaglia Rossa* di C.le Capoduro, ad E, con la *Maiolica* sovrastante il *Calcare Massiccio* del M. Boragine (§ 1.1.3.), ad O, a loro volta in accavallamento sulle *marne con cerrogna* attraver-

so il *thrust* basale dell'unità. Questa faglia, avente un grande rigetto rispetto alla distribuzione lungo il piano di faglia, suggerisce che ci sia una componente gravitativa nel movimento (Bonini *et alii*, 2000), magari indotta da un piegamento in anticlinale del *footwall* dell'unità Cavallo/Boragine. Ciò fa interpretare la stessa come faglia diretta di collasso del *forelimb* dell'anticlinale, anche perchè sembra raccordarsi con il *thrust* stesso e non tagliarlo (Fig. 113; si veda profilo C-C' a margine della Carta).

Il *thrust* frontale alla base dell'anticlinale, parallelo all'asse della piega, è caratterizzato, fra Scanzano e l'estremità N del Foglio, da uno *splay* di *scaglia cinerea detritica* (CDZ) che individua, nuovamente, la presenza della sub-unità inferiore. Questo *splay* si accavalla, come nelle altre aree, sull'*unità spongolitica* SPT a sua volta in contatto tettonico da sovrascorrimento con le sottostanti CRR che per ultime sovrascorrono sui termini terrigeni miocenici UAM e LAG.

Il *footwall* dell'unità Cavallo/Boragine nell'area del M. Boragine a sua volta è formato da un'anticlinale rovescia, ad asse NNE-SSO e con all'interno accavallamenti minori. Al nucleo di questa anticlinale (Colleoncina) affiorano i termini del-

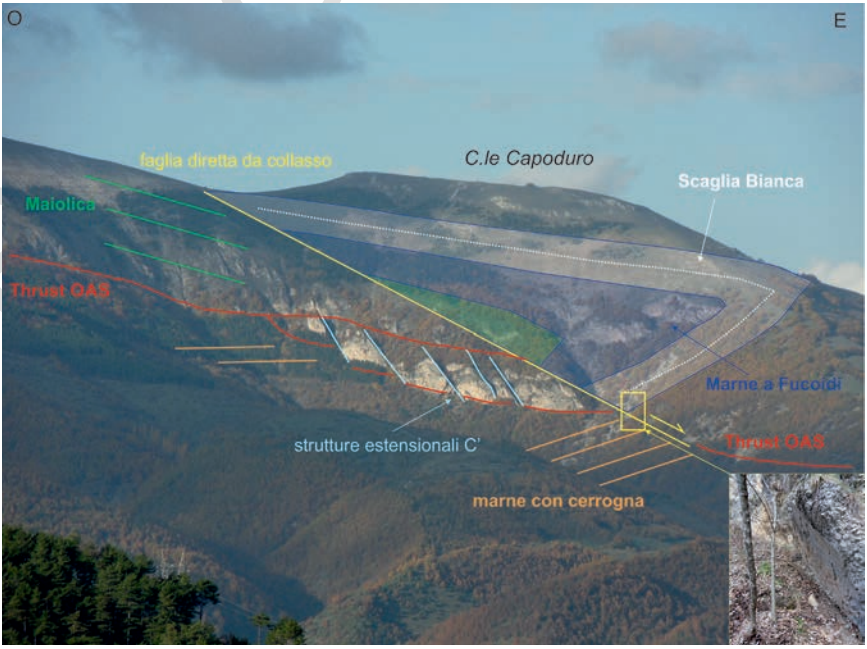


Fig. 113 - *Visione da S della piega chiusa e coricata di C.le Capoduro, al fronte dell'unità Cavallo/Boragine (si veda anche profilo C-C' nella Carta geologica). Sono evidenziate anche la faglia diretta da collasso che taglia la piega stessa (con particolare nel riquadro) e le strutture estensionali C' (sensu Lister & Snoke, 1984) che interessano lo* splay *di Scaglia Rossa (SAA) visibile in Fig. 114.*



Fig. 114 - *Versante S di C.le Capoduro. Particolare dello* splay *di Scaglia Rossa (SAA), fortemente deformata, interposto fra la Maiolica (MAI) di* hangingwall *e le marne con cerrogna (CRR) di* footwall *lungo la linea OAS.*

la *Scaglia Rossa*, che assieme a quelli di C.le Ara Grande, più a S, sono gli unici così antichi al letto della linea OAS. Anche questa anticlinale, verso E, è soggetta a fenomeni di ribaltamento e forse di sovrascorrimento, con direttrici NNE-SSO, al di sopra delle stesse *marne con cerrogna* (CRR) e *dell'unità argilloso-marnosa* (UAM) ribaltata.

2.2. - Le strutture compressive nel dominio di piattaforma carbonatica, il thrust del M. Gabbia-M. Calvo e le problematiche legate al pozzo Antrodoco1

L'area di piattaforma-piattaforma annegata del Monte Giano-Monte Gabbia (§ VI 3.), fra Antrodoco a SO ed il M. Gabbia a NE, è formata da una potente struttura monoclinalica, N-NE vergente (Fig. 115), dissecata da una fitta sequenza di paleofaglie e faglie quaternarie a direzione in prevalenza appenninica.

Tutta la struttura è in parte sovrascorsa, ancora verso NE, al di sopra dei termini di transizione/bacino dell'area dei Monti Rua-Marine-Mozzano (§ VI. 4.) (Dominio del Gran Sasso *Auct.*) attraverso il *thrust* ad arco del M. Gabbia-M. Calvo (Parotto & Praturlon, 1975; Centamore *et alii*, 1991b-c; Vezzani *et alii*, 1994; Calamita *et alii*, 1995b; Capotorti *et alii*, 1995; Salvucci, 1995), non facilmente cartografabile lungo una parte dell'arco (ramo occidentale) a causa della mancanza di chiari sovrascorrimenti visibili in superficie. Ciò ha portato ad una re-interpretazione della tettonica compressiva ricadente nel F. Antrodoco per quest'area.

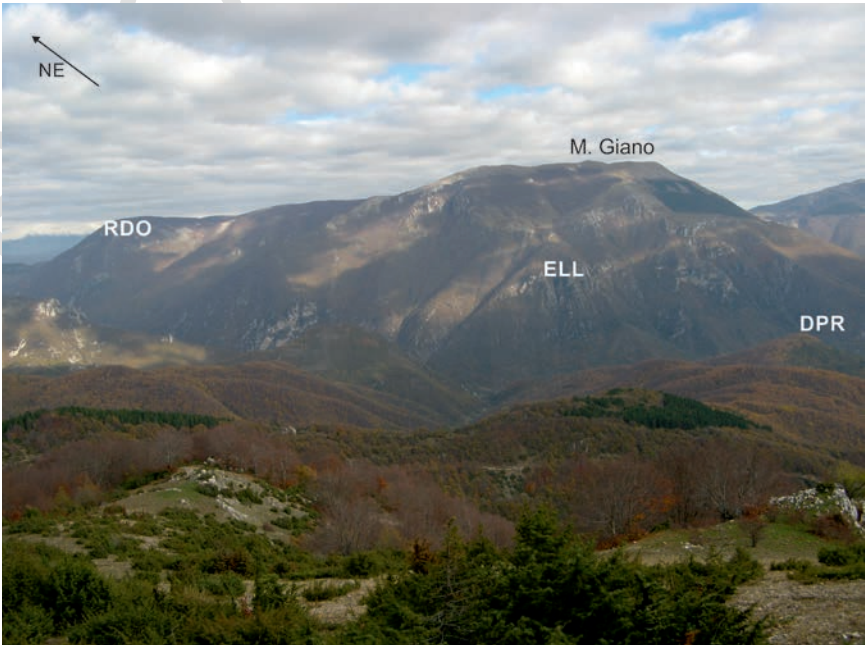


Fig. 115 - *Panoramica del versante O del M. Giano, con visibile la potente monoclinale, NNE vergente, dei termini di piattaforma-piattaforma annegata che spaziano dal Triassico sup. al Miocene inf.*

PROGETTO

2.2.1. - *Il* thrust *del M. Gabbia-M. Calvo*

Il *thrust* frontale del M. Gabbia-M. Calvo si sviluppa dal Fiume Velino, ad O, passando per Col Maggio e i paesi di Gabbia, Fiugni e Cagnano-Amiterno (Fig. 116) verso E e scendendo poi verso S a Termine ed infine lambendo M. Caola e M. Calvo (quest'ultimo fuori Foglio) (Centamore *et alii*, 1991b; Capotorti *et alii*, 1995; Salvucci, 1995).

L'entità del sovrascorrimento verso NE è stato ipotizzato come plurichilometrico (7 km in Vecchia, 1996 e De Feyter & Delle Rose, 2002; 15 km in Salvucci, 1995; almeno 20 km in Bally *et alii*, 1986), con eccezione da quanto ipotizzato in Bigi & Costa Pisani (2005) lungo il segmento di M. Calvo (meno di un km). Spesso sono stati attribuiti al *footwall* di questo *thrust* (si vedano i profili geologici nei lavori di Parotto & Praturlon, 1975; Salvucci, 1995; Vecchia, 1996 e Piana, 1995) i termini cretacici di bacino/*slope* della *Maiolica* e della *scaglia detritica* perforati a fondo del pozzo Antrodoco1, 12 km a SSO del fronte

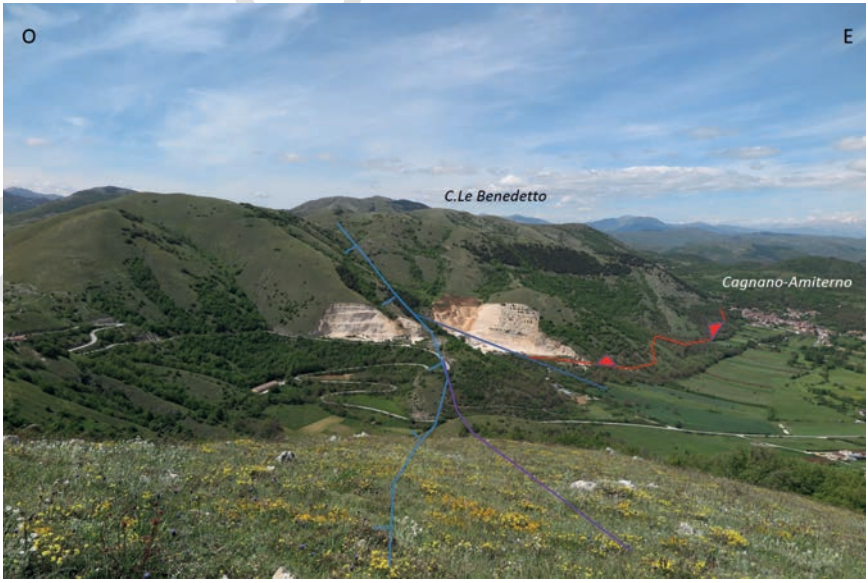


Fig. 116 - *Panoramica (ripresa da M. Lato) dell'apice NE dell'arco tettonico del thrust del M. Giano-M. Calvo, in corrispondenza della cava di sabbia di Termine/C.le Benedetto. In questa zona si rileva anche il massimo raccorciamento stratigrafico lungo il thrust (calcari ad ellipsactinie che sovrascorrono sui calcari a rudiste e orbitoline, si veda Fig. 118). Il thrust è interrotto verso S inizialmente da una faglia trascorrente/transtensiva ENE-OSO (in blu) e dalla faglia diretta Col Maggio-Termine (in azzurro) che a sua volta ha probabilmente ripreso una precedente faglia sinsedimentaria paleogenica (in viola).*

tettonico, e posti al di sotto di depositi triassici di piattaforma carbonatica e *sabka* (Martinis & Pieri, 1964 e dati inediti recepiti per questo Foglio). Nel profilo geologico riportato in Salvucci (1995) inoltre, anche se non direttamente specificato dall'autore, il *thrust* del M. Gabbia sarebbe interpretabile come un fuori sequenza o un *syncronous-thrust* riattivatosi insieme a *thrust* più esterni, che ricopre interamente, con geometria *duplex*, un *horse* di depositi di bacino/transizione raggiunti dal pozzo Antrodoco1 (Fig. 117).

Oggetto di diverse interpretazioni è stata anche l'eventuale prosecuzione del *thrust* del M. Gabbia-M. Calvo ad O della V.le del Velino; esso infatti non proseguirebbe in questa direzione secondo Piana (1991, 1995), proseguirebbe al di sotto della OAS (che è considerata successiva) secondo Calamita *et alii* (1995c) e Salvucci (1995) (pur se ribassato dalla faglia diretta Sigillo-Vallemare) e si ritroverebbe invece traslato verso S secondo Centamore *et alii* (1991c), presso la zona di San Quirico. Pur non sposando appieno l'idea del trasferimento del *thrust* verso S, si è comunque rilevata per questo Foglio la presenza di un lungo elemento tettonico meridiano, probabilmente transpressivo, in riva destra delle Gole del Velino.

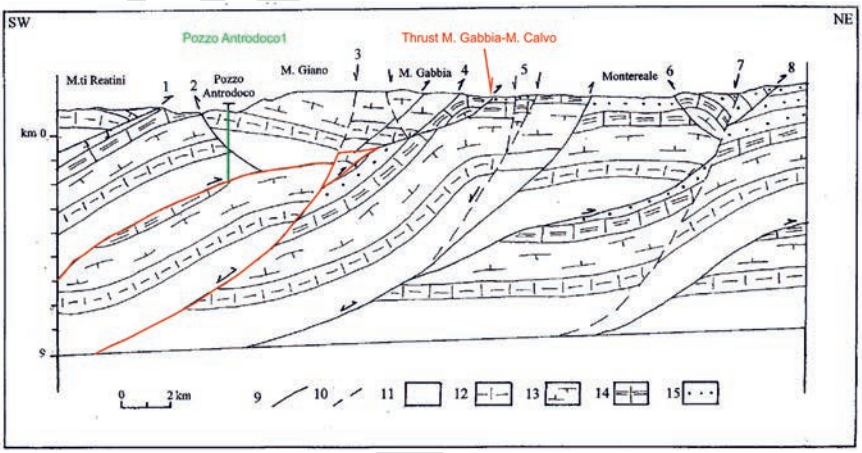


Fig. 117 - *Profilo geologico ripreso da Salvucci (1995) passante per il pozzo Antrodoco1 ed il thrust del M. Gabbia-M. Calvo, in cui è implicitamente ipotizzata la presenza a fondo pozzo di un* horse *(evidenziato in rosso) formato da termini di transizione/bacino. Si vedano altre interpretazioni in Fig. 122. In questo profilo le faglie di Antrodoco e di San Giovanni, al contrario di quanto qui espresso (*§ 1.4.5. e § 3.3.1.1.*), sono considerate dei retroscorrimenti e non delle faglie dirette. Legenda: 1- thrust OAS: 2- retroscorrimento Valle di Corno-Antrodoco-Micigliano; 3- faglia Posta/Vallemare/Cascina; 4-* splay thrust *M. Gabbia-M. Calvo; 5- faglia di M. Marine; 6- retroscorrimento di San Giovanni; 7- faglia di Capitignano; 8- thrust del Gran Sasso-M. Mozzano; 9- thrust e retroscorrimenti; 10- faglie normali; 11- Triassico sup.; 12- Triassico sup.-Giurassico inf. p.p.; 13- Giurassico inf. p.p.-Eocene sup.; 14- Eocene sup.- Tortoniano p.p.; 15- Tortoniano p.p.-?*

Per la ricostruzione e l'interpretazione, come di seguito descritta, del *thrust* del M. Gabbia-M. Calvo e delle strutture ad esso associate, si è rivelata fondamentale la definizione dell'assetto paleogeografico e dei lineamenti strutturali generati sia dalla tettonica distensiva sinsedimentaria (§ 1.2. e § 1.3.) che da quella quaternaria.

2.2.1.1. - Tratto E-O, Termine-Col Maggio-Gole del Velino

Fra Termine e Collicello, ed in particolare presso la Cava di sabbia di Termine, sono ben visibili depositi di piattaforma del Giurassico sup.-Neocomiano (ELL-CCD_a), in successione rovescia SO-immergente, che sovrascorrono sui RDO, a loro volta passanti stratigraficamente, probabilmente lungo una paleoscarpata, alla *scaglia condensata* (SGC).

Il piano di *thrust* non è quasi mai direttamente misurabile; tuttavia, alla scala dell'affioramento si osservano all'*hangingwall* una serie di piani embriciati vergenti a NE (Fig. 118) ed un andamento sub-orizzontale o poco inclinato verso SO del piano principale di sovrascorrimento.

I rapporti fra gli RDO di *footwall* e i primi termini di *slope* affioranti spostandosi verso SE dalla Cava di sabbia (M. Lato) non sono evidenti a causa di un contatto trascorrente/transtensivo ENE-OSO (Fig. 116). Non è escluso comunque che originariamente gli RDO si accavallassero anch'essi, lungo uno *splay* frontale, al di sopra della successione di *slope* prossimale di M. Lato (§ VI 4.). Poco a N della Cava di sabbia si vedono invece gli RDO, con al di sopra le unità SGC e SPT in giacitura ribaltata, che tendono ad accavallarsi sulle *marne con cerrogna* (CRR).

L'insieme dei dati strutturali lascia ipotizzare una messa in posto del sovrascorrimento secondo un meccanismo di *fault-propagation-folding* seguito da un *breakthrough* (Capotorti, 1993) o di *progressive rollover fault-propagation folding* (*sensu* Storti & Salvini, 1996).

A NO di Collicello e fino a Col Maggio i terreni affioranti all'*hangingwall* del fronte tettonico del M. Gabbia sono solo sin e post cretacici e il *thrust* visibile presso la Cava di Sabbia perde le sue evidenze macroscopiche di elemento tettonico discreto corredato da una potente fascia cataclastica. La successione di piattaforma/piattaforma annegata (unità RDO-SGC-SCC-SPT) appare comunque ancora chiaramente ribaltata e parzialmente tettonizzata nel tratto più esterno. L'analisi biostratigrafica ha evidenziato, lungo questo tratto, un brusco ravvicinamento fra i termini basali e quelli sommitali degli RDO, che in pianta ha andamento circa suborizzontale e che è stato quindi interpretato come la prosecuzione del *thrust* prima descritto, pur con una forte diminuzione del rigetto stratigrafico. Non si può per altro escludere che si tratti piuttosto di una paleofaglia sin-sedimentaria cretacico-paleocenica ruotata dalla compressione e ripresa come *thrust*. Dal pae-

PROGETTO CARG



Fig. 118 - *Cava di sabbia di Termine. Piani embriciati con vergenza a NE all'interno dei calcari ad ellipsactinie;* hangingwall *del thrust M. Gabbia-M. Calvo.*

se di Gabbia e fino a Col Maggio, invece, l'evidenza maggiore della presenza di un sovrascorrimento è data inizialmente (verso E), dal rovesciamento dell'intera struttura carbonatica, con annesso raccorciamento delle unità mioceniche, e a seguire (verso O) dal brusco passaggio in senso meridiano fra strati ribaltati e strati diritti all'interno della *Scaglia Cinerea*, senza però visibile un piano di *thrust* o un rigetto stratigrafico. L'ipotesi più probabile è la presenza di una anticlinale rovescia che sovrasta un *thrust* cieco.

In una fascia dell*'hangingwall* più interna, nella zona che comprende M. Gelato, il Cerretino e M. Gabbia, affiorano in contatto laterale i termini dei CCD/ CCD_a/CCG, a SO, e i termini dei RDO, a NE. La separazione avviene da M. Gelato fino alla cresta di M. Gabbia lungo un evidente piano tettonico ad alto angolo, SO-immergente (faglia M. Gabbia-Collicello), immergente verso i termini più antichi ed interpretato in passato come uno *splay* più interno del *thrust* del M. Gabbia (Capotorti *et alii*, 1995). In realtà alcuni elementi quali l'elevata inclinazione, l'assenza di elementi cinematici compressivi, la presenza di filoni di SGC lungo i passaggi laterali tra CCD e RDO lasciano ipotizzare che la tale faglia

sia più probabilmente di età paleogenica (Fig. 119), con originaria immersione verso NE e poi prima passivamente ruotata ed invertita durante la compressione neogenica, con ribaltamento della successione, ed infine ripresa nel suo tratto centro-meridionale come faglia distensiva/transtensiva quaternaria.

La presenza di questa fascia rovesciata nella zona interna del M. Gabbia lascia però supporre la presenza di un *thrust* secondario più interno (a SO) della faglia sin-sedimentaria di M. Gabbia-Collicello, che separa i CCD/CCG ed ELL e che ha in qualche modo condizionato il ribaltamento del suo *footwall* (si veda come modello la Fig. 5 di Butler *et alii*, 2006); sul terreno non sono però visibili chiari piani tettonici ed il rigetto stratigrafico è esiguo.



Fig. 119 - *Zona di M. Gelato. Affioramento della faglia di M. Gabbia-Collicello, ritenuta come primo movimento sinsedimentaria paleogenica.*

Da Col Maggio fino alle Gole del Velino, infine, la successione di piattaforma/piattaforma annegata del Monte Giano-Monte Gabbia non è più ribaltata, ma si presenta solo con strati fortemente immergenti verso N-NE e tettonizzati sia dalla precedente tettonica distensiva sin-sedimentaria (§ VI 3.19.) (con faglie basculate dalla successiva fase compressiva), sia dalla distensione quaternaria post-orogenica. Raramente è anche interrotta da piani con movimento inverso (es. a SO di Vallemare e, in sinistra delle Gole del Velino, ad O di Piano della Fonte), con rigetti stratigrafici che vanno da pochi metri a varie decine di metri spostandosi verso i livelli più bassi della successione (affioranti, per erosione, lungo le Gole del Velino) (Fig. 120).

La zona di Col Maggio rappresenta quindi un'area di svincolo per il *thrust* del M. Gabbia-M. Calvo (si veda anche Piana, 1995), con un *pattern* strutturale complicato da un fitto corteo di paleofaglie e faglie quaternarie a direzione NO-SE ed E-O, distensive e transtensive.

PROGETTO



Fig. 120 - *Versante sx delle Gole del Velino, presso il Km 118,700 della S.S.4 Salaria. Sono visibili piani inversi con geometria embricate che rigettano di pochi metri o decine di metri la successione di piattaforma carbonatica del Giurassico sup.*

2.2.1.2. - Tratto N-S, Termine-Casaline

Il lato N-S del *thrust* M. Gabbia-M. Calvo, da Termine fino a E del M. Caola (e la sua prosecuzione nel F. 358 Pescorocchiano), non è ben esposto sul terreno. Tuttavia, la sua presenza è testimoniata dal brusco accostamento fra i termini di piattaforma/piattaforma annegata, ad O (*hangingwall*), e i terreni di transizione, più giovani, affioranti ad E (*footwall*).

La continuità del *thrust* lungo questo lato è spesso interrotta da faglie distensive e/o trascorrenti post-orogeniche a prevalente direzione appenninica, di cui le principali sono quelle di Termine-M. Lato, della conca di Cascina-Casaline e del versante N del M. Caola-M. Calvo (§ 3.2.1.).

Spostandosi dalla Cava di sabbia di Termine (dove l'*hangingwall* è rappresentato dai *calcari ad ellipsactinie*, ELL) verso S, il *footwall* del *thrust* è costituito da una successione tipica di *slope*/bacino (formazioni ECC-BLS-SCZ-SAA). Ancora più a S, nella zona di Pendenti, ad O di Casaline, all'*hangingwall* affiorano i termini basso-cretacici della piattaforma (CCD) con in successione le unità post-annegamento cretacico-cenozoiche (SCZ-SAA-VAS-SCC). La presenza in quest'area del *thrust* del M. Gabbia-M. Calvo è marcata dal rovesciamento dei termini della *Scaglia,* con vergenza verso E, e la sovrapposizione sulle unità basso-mioceniche di *footwall*.

L'ulteriore prosecuzione verso S del *thrust* del M. Gabbia-M. Calvo, ormai nel territorio del F. 358 Pescorocchiano, è stata posta dagli autori del suddetto Foglio sul versante NE della dorsale M. Calvo-La Serra-M.S. Angelo. L'attuale distribuzione di *facies*, tuttavia, suggerirebbe una posizione del piano principale, interrotto e nascosto da varie faglie distensive o trascorrenti, ad occidente e non ad oriente di questi rilievi (allineamento Colle Bruciato-S.la di Corno-Vigliano).

2.2.1.3. - *Thrust* esterno, Cagnano Amiterno-Borbona-Bacugno

A NE della lunga dorsale carbonatica del M. Gabbia è stato rilevato un altro fascio di sovrascorrimenti ad andamento circa appenninico, non sempre evidente, che si segue per diversi km da Cagnano Amiterno, a SE, a Borbona e la conca di Bacugno, a NO. In superficie taglia, con rigetti stratigrafici limitati, le formazioni carbonatiche mioceniche (Fig. 121), diminuendo di intensità ed interessando unità via via più giovani (SPT, CRR, UAM) spostandosi da SE verso NO, per il generale *plunging* verso NO della struttura. Lungo questo tratto, in prossimità dell'accavallamento, le formazioni oligo-mioceniche di tetto si presentano quasi sempre con giacitura rovesciata e fortemente deformate, con piani e pieghe a vergenza NE.

Come descritto nel § VI 5., queste formazioni sono comuni sia alla successione in *facies* di transizione/bacino che alla successione di piattaforma/piattaforma an-

PROGETTO CARG



Fig. 121 - *Zona di Cesaproba. Fascia di deformazione al contatto per sovrascorrimento dell'unità spongolitica (SPT) sulle marne con cerrogna (CRR) (thrust esterno del M. Gabbia-M. Calvo).*

negata e non si può quindi dire con certezza se tale fascio di *thrust* in profondità sovrapponga formazioni di due paleoambienti differenti (differenziatisi nel Giurassico) o si sviluppi all'interno di uno dei due. Nello schema tettonico di Fig. 85 questa sovrapposizione è stata semplificatamente considerata come l'elemento di separazione fra l'unità tettonica M.ti Giano-Gabbia-Calvo e l'unità tettonica più esterna del M. Mozzano-Cittareale-La Torretta.

Il *thrust* esterno scompare spostandosi verso S, oltre la conca di Cagnano Amiterno, dove scompaiono anche i termini di piattaforma dell'RDO presenti al *footwall* del *thrust* principale più interno.

In definitiva, e in parziale accordo con la Cartografia Geologica a scala 1:100.000 del 1955 (F. 139 L'Aquila), con Capotorti (1993) e con Piana (1995), il *thrust* del M. Gabbia-M. Calvo è testimoniato in superficie da piani d'accavallamento e dal contatto fra termini di piattaforma, all'*hangingwall,* e termini di *slope,* al *footwall,* solo lungo il tratto N-S, tra la Cava di sabbia di Termine e Menzano-Casaline. Spostandosi invece sul lato settentrionale dell'arco tettonico, tra Collicello e Col Maggio, indizi di un possibile raccorciamento, anche se non

visibili attraverso un evidente piano di *thrust*, si hanno solo all'interno delle stesse unità di piattaforma (ELL-CCD e RDO). Il passaggio spostandosi verso N tra i depositi di piattaforma e quelli di rampa carbonatica e di avanfossa, è in realtà stratigrafico, anche se in giacitura rovesciata e spesso tettonizzato

Spostandosi ancora verso O (Col Maggio-Gole del Velino), le evidenze di un eventuale raccorciamento fra la piattaforma e il bacino, o all'interno della stessa piattaforma, sono ancor meno verificabili e molto probabilmente il rigetto del *thrust* del M. Gabbia-M. Calvo diminuisce, fin quasi ad annullarsi, almeno in corrispondenza dei termini più alti della successione (*blind-thrust*?).

La mancanza di un accavallamento in superficie fra termini di piattaforma e di transizione lungo buona parte del lato E-O dell'arco e la netta variazione strutturale tra il tratto E-O e quello N-S dell'arco può essere spiegata in due modi:

1) paleogeografia ereditata fina dal Giurassico in questo settore; infatti, la piattaforma carbonatica del M. Giano-M. Gabbia passava sia verso N che verso E-NE al bacino di transizione del Gran Sasso, formando una sorta di promontorio (Capotorti, 1993). Le paleofaglie responsabili di tale passaggio sono state riattivate nel Cretacico sup.-Paleogene da quelle responsabili dell'annegamento della piattaforma (§ VI 3.19..; si veda Fig. 31). La diversa orientazione di queste paleofaglie (circa-meridiane sul lato E del promontorio e circa ortogonali sul lato N) avrebbe favorito l'enucleazione del *thrust* durante la compressione lungo la fascia meridiana (direzione regionale di spinta degli accavallamenti circa N50-80), e molto meno lungo la fascia ortogonale. Il *thrust* tenderebbe ad un *blind-thrust* verso O, con sviluppo di una piega anticlinalica ad inclinazione decrescente del *forelimb* (Capotorti, 1993; Piana, 1995);
2) il *thrust* del M. Gabbia-M. Calvo avrebbe subito una sorta di "estrusione" tettonica laterale verso NE, attivando il sovrascorrimento principalmente verso E e meno verso N. Una tale dinamica sarebbe del tutto analoga a quella ipotizzata da Speranza *et alii* (2003) per il contiguo e strutturalmente simile arco del Gran Sasso (§ 2.3.) e andrebbe ovviamente verificata con dati paleomagnetici.

Rimane comunque la presenza, lungo il bordo settentrionale, di un *thrust* più esterno (linea Cagnano Amiterno-Borbona-Bacugno) che in superficie taglia i soli termini miocenici di rampa carbonatica, comuni a tutte le successioni e il cui rigetto, verosimilmente modesto, risulta difficilmente quantificabile.

Secondo recenti re-interpretazioni di linee sismiche AGIP e TOTAL (progetto RETRACE-3D, Di Bucci *et alii*, 2021) della porzione crostale interessata dal terremoto di Amatrice del 2016-2017, il *thrust* del M. Gabbia-M. Calvo sembrerebbe essere uno *splay* interno del *thrust* del Gran Sasso.

Il *timing* della deformazione del *thrust* del M. Gabbia-M. Calvo è sicuramente post Messiniano inf. (deposizione della LAG) e dovrebbe quindi essere legato ad una deformazione almeno del Messiniano sup.; alternativamente, almeno nelle

PROOF NO CARS

fasi tardive, potrebbe essere contemporaneo a quello del fronte del Gran Sasso e della OAS, e quindi databile alla fine del Pliocene inf. (Calamita *et alii*, 1995b; De Feyter & Delle Rose, 2002).

2.2.1.4. - Il *thrust* del M. Gabbia-M. Calvo e il pozzo Antrodoco1

Se fosse valida l'ipotesi di considerare il *thrust* del M. Gabbia-M. Calvo come uno *splay* interno del *thrust* del Gran Sasso-M. Mozzano, si potrebbero ricollegare i terreni di bacino/*slope* cretacici ritrovati al fondo del pozzo Antrodoco1 (AGIP, 1959) (12 km più a S del fronte tettonico del M. Gabbia) con gli equivalenti affioranti molto più a NNE del M. Gabbia, al di sotto della *formazione della Laga*. Quest'ultima ipotesi prevederebbe un avanzamento orizzontale del *thrust* del Gran Sasso-M. Mozzano di almeno 15-20 km, confrontabile a quanto già ipotizzato da Ghisetti & Vezzani (1988). Il collegamento diretto, invece, fra il fondo del pozzo Antrodoco1 e il *thrust* del M. Gabbia-M. Calvo lungo il suo fronte settentrionale, come illustrato in Parotto & Praturlon (1975) (Fig. 122), è difficil-

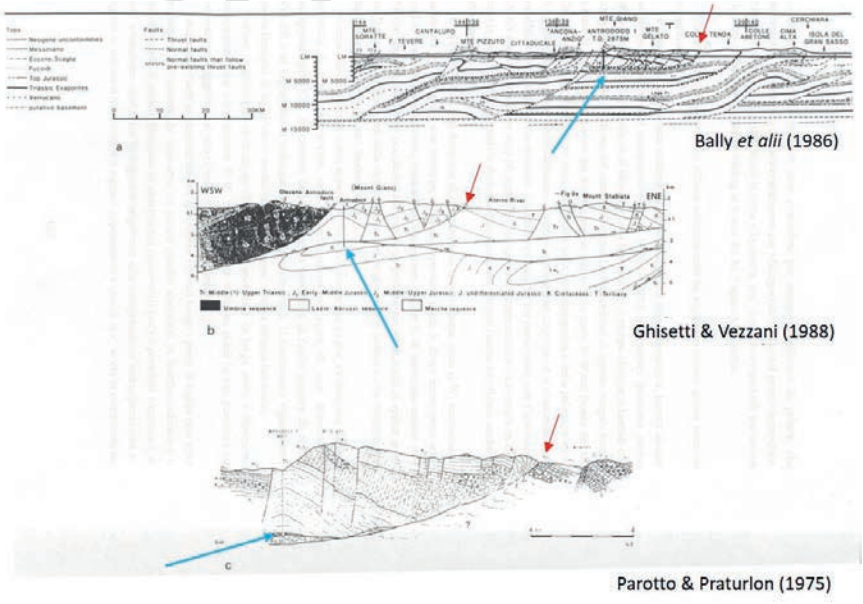


Fig. 122 - *Profili geologici, di diversi autori (si veda anche Fig. 117), passanti per il pozzo Antrodoco1 (segnato con le frecce azzurre). Nell'ipotesi di Ghisetti & Vezzani il thrust del M. Gabbia-M. Calvo (segnato con le frecce rosse) risulterebbe uno* splay *interno di un sovrascorrimento in emersione molto più a ENE. Nell'ipotesi di Parotto & Praturlon i termini bacinali a fondo pozzo sarebbero dei trucioli tettonici strappati dal thrust del M. Gabbia-M. Calvo, in diretto contatto con il pozzo.*

mente giustificabile, in quanto il *thrust* del M. Gabbia-M. Calvo, laddove visibile (Cava di sabbia di Termine), sovrappone termini di piattaforma/piattaforma annegata sia all*'hangingwall* che al *footwall,* mentre i termini bacinali basso cretacici (*Maiolica*) trovata a fondo pozzo dovrebbero essere presenti molto più a N del *thrust* (attualmente non visibili in quanto non affioranti). Anche l'enucleazione di un *blind-thrust* per *fault-propagation folding* a collegamento tra il fronte del M. Gabbia-M. Calvo con il pozzo Antrodoco1 non sarebbe un'ipotesi percorribile in quanto bisognerebbe ammettere che in superficie il raccorciamento da oltre 12 km si annulli spostandosi longitudinalmente verso O nel giro di pochissimo spazio.

Un'ipotesi alternativa sarebbe di considerare che il grosso del raccorciamento dell'arco si verifichi lungo il fronte N-S, mentre il lato E-O sarebbe una poco accentuata rampa obliqua/laterale, probabilmente controllata da discontinuità formatesi durante l'annegamento della piattaforma ed ancor prima durante il *rifting* giurassico. I terreni di *slope* del pozzo Antrodoco1 si ricollegherebbero allora non tanto a quelli presenti alcuni chilometri a NNO (Parotto & Praturlon, 1975; Fig. 122) ma a quelli affioranti ad E, fra Termine e Menzano (dorsale del M. Rua). Di conseguenza la piattaforma del M. Giano-Gabbia sarebbe traslata principalmente per alcuni km verso l'attuale E-NE e non verso N, modalità simile all'arco del Gran Sasso (Speranza *et alii*, 2003). Qui si considera comunque come ipotesi più plausibile che il *thrust* rilevabile a fondo del pozzo Antrodoco1 sia da collegarsi al fronte del Gran Sasso-M. Mozzano (§ 2.3.3.) (Fig. 122).

In totale alternativa a quanto sopra detto va ricordato che nelle N. I. del F. 358 Pescorocchiano si ipotizza che i terreni di bacino/*slope* cretacici trovati a fondo del pozzo Antrodoco1 siano invece legati alla presenza di un solco bacinale intrapiattaforma presente, sin dal Giurassico, fra i blocchi del M. Nuria e del M. Giano/Gabbia; solco poi richiusosi per effetto di un retroscorrimento neogenico verso SO di tutto il gruppo del M. Giano lungo la faglia di Micigliano/Antrodoco/V. le di Corno, considerata quindi come un *backthrust* (si veda § 1.4.5.). Sebbene i rilevamenti effettuati per il F. Antrodoco testimonino effettivamente la presenza in più punti, lungo la congiungente M. Boio-Micigliano-Gole di Antrodoco-V. le di Corno, di una tettonica compressiva retro-vergente verso i quadranti occidentali e meridionali; le maggiori evidenze geometriche e cinematiche mostrano la faglia di Antrodoco come faglia diretta SO-immergente (§ 1.4.5.). I piani di retroscorrimento, pieghe e *duplex* di contrazione misurati durante il rilevamento che interessano i terreni sia all'*hangingwall* che al *footwall* della faglia di Antrodoco sembrano legati a fenomeni di *buttressing* su un piano pre-esistente (SO-immergente) durante la compressione neogenica (Fig. 123).

Un solco pelagico fra gli attuali M. Giano e M. Nuria si ritiene essere limitato al periodo Bajociano *p.p.*-Kimmeridgiano (Capotorti & Muraro, 2021), ma non estensibile nel Cretacico (età della *Maiolica* a fondo del pozzo), quando la piattaforma sembra progradare ed omogeneizzarsi fra i due attuali massicci montuosi

PROOF COPY



Fig. 123 - *Esempio di* buttressing *lungo la faglia di Antrodoco, visibile poco a NE di Micigliano. Pieghe centimetriche e piccole superfici di retroscorrimento SO vergenti nella Scaglia Rossa (SAA) di* footwall.

(§ VI 3.7.). Quest'ultima considerazione è anche avvalorata dalla presenza di sedimenti cretacici di piattaforma interna ritrovati a ridosso della faglia di Antrodoco nel suo tetto, lungo la V.le di Corno (fuori Foglio), dove dovrebbe invece essere presente il solco pelagico.

2.3. - Le strutture compressive nel dominio del Gran Sasso e della formazione della Laga

Le strutture tettoniche del M. Rua, del M. Marine e del M. Mozzano-formazione della Laga si sviluppano tutte nell'*hangingwall* del sistema a *thrust* del Gran Sasso (Ghisetti & Vezzani, 1991; Patacca *et alii*, 1991; Bigi *et alii*, 1995a; Cipollari *et alii*, 1995; Speranza *et alii*, 2003), che le delimita verso N. Le prime potrebbero rappresentare degli *splay* interni, mentre il *thrust* del M. Mozzano-formazione della Laga ne è la diretta prosecuzione. In definitiva all'interno del Dominio del Gran Sasso nel F. Antrodoco si possono forse distinguere tre diverse sub-unità tettoniche (appartenenti all'unità M. Mozzano-Cittareale- La Torretta di

Fig. 85), anche se i sovrascorrimenti che le dovrebbero limitare sono solo saltuariamente visibili o tracciabili in pianta.

Il segmento E-O del *thrust* ad arco del Gran Sasso è ben esposto nel limitrofo F. 349 Gran Sasso, dove mette a contatto (con un sistema in *en-echelon*) depositi carbonatici meso-cenozoici in *facies* di transizione con i sedimenti terrigeni della *formazione della Laga*. Entrando nel F. Antrodoco questa separazione passa da un andamento circa E-O a uno SE-NO (area di M. Lo Spitillo), anche se il *thrust* non è più così facilmente riconoscibile sul terreno a causa della tettonica distensiva quaternaria (sistema di Capitignano, § 3.3.1.1.) che ne determina il ribassamento verso O, nascondendolo per lunghi tratti al di sotto dei depositi della conca di Montereale. La prosecuzione del *thrust* verso NO porta a sovrapporre i diversi termini terrigeni della *formazione della Laga* (§ 2.3.3.).

2.3.1. - *Struttura del M. Rua-San Vittorino*

La dorsale del M. Rua-San Vittorino fa parte dell'unità M. La Torretta del limitrofo F. 358 Pescorocchiano e rappresenta il *footwall* del *thrust* del M. Gabbia-M. Calvo (§ 2.2.1.) lungo il suo lato N-S. Verso NE questa struttura è limitata dal bacino di Pizzoli e dalla collegata faglia distensiva di M. Marine (§ 3.3.1.2.). La struttura è costituita da una successione estesa dal tetto dei *calcari detritici con Posidonia* (DPO) alle *marne con cerrogna* (CRR). È una monoclinale blandamente ondulata, NE-immergente, dislocata da faglie a direzione da NO-SE a circa E-O con evidenze, stratimetriche e cinematiche, di tettonica polifasica con riattivazione dei piani compressivi durante la successiva distensione quaternaria. Nei pressi di Menzano i depositi miocenici formano una sinclinale rovesciata per trascinamento al *footwall* del *thrust* M. Gabbia-M. Calvo (§ 2.2.1.). In base ai rilevamenti effettuati per questo Foglio non si può affermare o escludere che la struttura del M. Rua-San Vittorino rappresenti una sub-unità tettonica a sé stante e sia quindi limitata al letto da un *thrust*, ora ribassato dalla faglia di M. Marine.

2.3.2. - *Struttura del M. Marine-Marana-Ville di Fano*

La dorsale M. Marine-Marana-Ville di Fano è un'anticlinale a direzione NO-SE, con *plunge* verso NO, costituita al nucleo da depositi giurassico-cretacici e che coinvolge tutti i termini della successione Monti Rua-Marine-Mozzano (§ VI 4.), fino alla *formazione della Laga*.

Nel settore di Ville di Fano si osserva la chiusura periclinale della struttura; procedendo invece verso SE il fianco orientale è sempre ben esposto, seppur interessato da un fitto sistema di faglie dirette *pre-thrusting* SO-immergenti, che

PROGETTO CARG

determinano la parziale ripetizione della successione affiorante. Le unità al nucleo risultano maggiormente deformate (*scaglia detritica*, SCZ, e *scaglia cinerea detritica*, CDZ).

Il fianco SO risulta invece troncato da faglie dirette (sistema distensivo polifasico di M. Marine, § 1.4.1., § 3.3.1.2.), SO-immergenti, che determinano il contatto, spesso nascosto dai sedimenti quaternari, tra i termini giurassico-cretacici e quelli miocenici (CRR, UAM, LAG).

Al *footwall* della faglia diretta (cimitero di Marana) la SCZ si presenta fortemente tettonizzata, con mesopieghe, strutture S-C, e piani N135°-75° NE con indicatori di cinematica inversa, per presenza di un possibile, limitato, *backthrusting* a vergenza SO della struttura del M. Marine, precedente alla fagliazione diretta quaternaria, o più probabilmente di fenomeni di *buttressing* per un effetto di *buckling* che ha interessato la paleo-faglia miocenica di M. Marine (§ 1.4.1.) durante la compressione.

L'intera struttura del M. Marine potrebbe essersi accavallata al di sopra di quella, a NE, del M. Mozzano (§ 2.3.3.), come suggerito dalla presenza al di sopra della struttura del M. Mozzano, 1 Km a S della cima, di un *klippe* di successione cretacico-paleogenica che per spessore e *facies* sembrerebbe appartenere all'area di M. Marine, ripreso successivamente dalla tettonica distensiva. La struttura di M. Marine proseguirebbe, in *plunge* verso NO, lungo i contatti inversi all'interno delle CRR e LAG a NO della conca di Montereale.

2.3.3. - *Struttura del M. Mozzano-formazione della Laga*

La dorsale del M. Mozzano, nel settore compreso tra Castello e Paganica, è costituita da una successione sedimentaria estesa dal tetto dei *diaspri detritici* (CDI) alla *scaglia detritica* cenozoica (SCZ_2), con assetto anticlinalico ad asse NO-SE, con *plunge* a NO, probabile espressione occidentale del *thrust* del Gran Sasso (Bigi *et alii*, 2011). Il fianco SO della struttura è troncato dal sistema di faglie dirette di S. Giovanni-Croce di Aielli-Case Recchiuti (§ 3.3.1.1.) (Chiarini *et alii*, 2014; Festa, 2002). Nel settore più settentrionale (Castello-Croce di Aielli), tale sistema mette a contatto i CCF, al *footwall*, con la CDZ, all'*hangingwall*, con un rigetto stratigrafico valutabile tra i 500 e i 700 m. Nel settore meridionale, (Croce di Aielli-Case Recchiuti), il *footwall* è invece costituito dalla MAI/MAD e dai CDI, mentre all'*hangingwall* sono presenti termini alto cretacici e cenozoici, con rigetto stratigrafico maggiore. Il fianco occidentale dell'anticlinale, SO-immergente, affiora nel settore meridionale della dorsale di M. Mozzano, nell'area di Colle delle Salere-Colle Faeto.

Passando al fianco NE della struttura del M. Mozzano (V.le delle Cafasse), il *forelimb* è costituito da *scaglia detritica* cretacica (SCZ_1), sub-verticale o ro-

PROGETTO CARG

vescia ad alto angolo, fortemente tettonizzata a seguito di un piano tettonico ad alto angolo, a direzione NO-SE e SO-immergente, con movimento transpressivo destro (*pitch* 25°-30°). Questo piano transpressivo (espressione del *thrust* del M. Mozzano) è visibile lungo tale valle nel F. 349 Gran Sasso e pone a contatto la successione carbonatica mesozoica, a SO, con la *formazione della Laga* a NE, al netto di *splay* non cartografabili di *marne con cerrogna* (CRR). Nel F. Antrodoco le CRR riaffiorano più estesamente, con pendenze a NE, all'interno della conca di Montereale, presso la piccola dorsale di Collicchio, in contatto tettonico attraverso una faglia NNE-SSO con la *formazione della Laga*, *associazione arenacea* (LAG_{4c}). Questa faglia è qui interpretata come probabile elemento di trascinamento, con annesso ribassamento verso E, del *thrust* del M. Mozzano, di cui le CRR rappresentano parte della piega anticlinalica frontale (*forelimb* ora formato da termini miocenici in quanto l'intera struttura è in *plunging* assiale verso NO), mentre la LAG_{4c}, qui in giacitura in prevalenza ribaltata e immergente a SO, è considerata parte di uno *splay* frontale. La LAG_{4c} non si ritiene rappresenti direttamente il *footwall* del *thrust* del M. Mozzano poiché gli estesi affioramenti di questa *litofacies* presenti nella conca di Montereale non hanno corrispondenza nelle dorsali a NE della conca, al di là della faglia diretta di Capitignano (dove affiorano in prevalenza le associazioni LAG_{4b} e LAG_{4d}), e quindi sono difficilmente ricollegabili ad un semplice ribassamento del flysch al *footwall* del *thrust* del M. Mozzano (si veda profilo A-A' a cornice della Carta geologica). Di conseguenza l'esiguo affioramento di *marne ad Orbulina* (UAM_3) che si ha tra Collenoveri e Marignano, tettonicamente sovrastante la LAG_{4c}, in questa ricostruzione farebbe parte di un "truciolo" tettonico dello *splay* suddetto.

La prosecuzione del *thrust* del M. Mozzano a NO della conca di Montereale è piuttosto dibattuta. In Centamore *et alii* (1991b) e Bigi *et alii* (1991 e 2011) esso viene tracciato con andamento circa meridiano fin oltre la zona di Amatrice ed Accumoli, ponendo a contatto diversi termini della *formazione della Laga*. Per Festa (2002) e Festa & Piana (2003) il *thrust* proseguirebbe più a SO rispetto agli autori precedenti ed è ribassato dalla faglia Cittareale-M. Mozzano, mettendo a contatto due flysch coevi ma di diversa denominazione (rispettivamente flysch del Gran Sasso e flysch della Laga; come nella carta di Vezzani & Ghisetti, 1998).

Durante i rilevamenti del F. Antrodoco è stata confermata la presenza di un fascio di sovrascorrimenti, circa meridiani, all'interno della *formazione della Laga*, localizzati nel settore NE del Foglio e ritenuti espressione del *thrust* del M. Mozzano in *plunging* e diminuzione di raccorciamento verso NO, implicanti un trasferimento e ribassamento dello stesso lungo la linea NE-SO che borda a NO la conca di Montereale. I piani di *thrust* (strie N155-160°-65°SO, *pitch* da 30° a 70°) risultano segmentati da varie faglie di trascinamento a direzione prevalente ENE-OSO e movimento in genere transtensivo destro. Il principale fra questi sovrascorrimenti mette a contatto *litofacies* arenacee della *formazione della Laga* (LAG_{4c}-LAG_{4d}),

PROGETTO CARG

ad O, con quelle prevalentemente arenaceo-pelitiche, ad E (LAG_{4b} e LAG_{4d}), con ipotesi di raccorciamento tra una parte più interna del bacino di avanfossa ed una più esterna. Questo raccorciamento, come suggerito anche in Bigi *et alii* (2011) e dal gruppo RETRACE-3D (Di Bucci, 2021; Buttinelli *et alii*, 2021), si vedrebbe analizzando i dati del pozzo di esplorazione Varoni (AGIP, 1988), ubicato presso il paese di Scai, ad O dell'emergenza del *thrust*.

Il *thrust* del M. Mozzano girerebbe in senso meridiano in quest'area in quanto ruotato dal sovrascorrimento della linea OAS, dal medesimo andamento e successiva ad esso.

3. - TETTONICA POST-OROGENICA ED ATTUALE

A partire dal Gelasiano (o forse dal Piacenziano, Cosentino *et alii*, 2017) tutta l'area del Foglio è soggetta alla fase distensiva post-orogenica, la quale per Bigi *et alii* (2002) è espressione sia di un riequilibrio delle precedenti strutture compressive a causa dell'arretramento flessurale verso E dello *slab* appenninico che, secondariamente, del *rifting* del bacino di retroarco del Mar Tirreno, mentre per D'Agostino *et alii* (2001) è conseguenza di un processo di risalita del mantello al di sotto dell'Appennino centrale che ha causato nel Quaternario un forte innalzamento e rigonfiamento della catena. A livello regionale la distensione si sviluppa principalmente attraverso un'estensione NE-SO, con sviluppo di faglie ad andamento appenninico (NO-SE/NNO-SSE), ma con presenza di importanti lineamenti NE-SO ed E-O.

La tettonica distensiva post-orogenica tende spesso a riutilizzare antiche linee di debolezza pre e sin-orogeniche oltre a delineare nuovi piani tettonici che tagliano le precedenti strutture. Per alcuni autori le faglie distensive a volte si raccordano in profondità ai precedenti *thrust*, invertendoli (De Paola *et alii*, 2006; Bonini *et alii*, 2016; Stendardi *et alii*, 2021), mentre per altri (Calamita *et alii*, 1997; Pizzi & Galadini, 2009) le faglie distensive non tagliano i precedenti *thrust* poichè limitate da essi in distinti box crostali.

Durante i rilevamenti di questo Foglio si è potuto verificare che la maggior parte delle importanti faglie distensive quaternarie a direzione appenninica (faglie di Leonessa, M. Boragine, M. Marine, Forca del Cupo-Sigillo-Vallemare-Casaline) abbiano avuto una storia polifasica, con prime attivazioni fin dal Giurassico inf. e a seguire nel Miocene sup. Il loro movimento quaternario è minoritario in termini di contributo al rigetto complessivo e di solito riattiva limitate porzioni delle paleofaglie, a direzione NO-SE, compatibili con l'ultimo $\sigma 3$. In profondità tali faglie distensive durante la riattivazione si devono raccordare ad altre faglie *pre-thrusting* in direzione con esse, poiché di solito si ritrovano decapitate al tetto dei sovrascorrimenti, prive di una radice in profondità (per la spiegazione si veda § 1.4. e Fig. 88).

PROGETTO CARG

Una tale storia cinematica è invocabile per spiegare l'anomala discrepanza quasi sempre riscontrata tra i rigetti stratigrafici nelle successioni di tetto e letto del substrato (fra i 1000 e i 2500 metri) e lo spessore dei sedimenti nei bacini all'*hangingwall* delle faglie quaternarie (alcune centinaia di metri, laddove presenti), pur considerando i diversi fattori che possono influenzare sedimentazione ed erosione nelle conche intermontane (Doglioni *et alii*, 1998; D'Agostino *et alii*, 2001). La tettonica distensiva quaternaria ha dunque agito su un substrato già notevolmente deformato in alti e bassi strutturali a causa della distensione pre-orogenica e della successiva compressione mio-pliocenica, anche se per alcuni autori questi dislivelli erano stati completamente "spianati" alla fine del Pliocene inf. (Coltorti & Pieruccini, 2000 e 2002; Pizzi & Scisciani, 2000).

Nella Carta geologica molte faglie (specie nelle aree dei M. Nuria, M. Giano, C.le Raitto, M. Gabbia) sono state riportate, a causa della mancanza di indizi di una loro attività pre-quaternaria, come quaternarie (in blu), mentre in realtà potrebbero essere, per tutta o parte della lunghezza, delle paleofaglie sinsedimentarie. Questa possibilità si ha soprattutto quando i depositi interessati da eventuali paleofaglie sono molto antichi (giurassici e cretacici), in assenza di vincoli stratigrafici o strutturali per definire la loro attivazione pre-quaternaria.

In questo capitolo verranno di seguito descritte le principali caratteristiche dei maggiori elementi tettonici legati alla distensione post-orogenica e delle conche intermontane a loro collegate (Fig. 124).

3.1. - La distensione nei M.ti Reatini

Nell'area dei M.ti Reatini, successivamente alla strutturazione dei principali *thrust* e della linea OAS (§ 2.1.), hanno agito faglie distensive e transtensive a prevalente direzione NO-SE, come la faglia di Leonessa, di F.so dei Cavalli e la faglia del M. Boragine, faglie E-O, come la faglia di V.le Scura e la faglia di V.le Rara, e faglie N-S, come la linea Sigillo-Forca del Cupo.

3.1.1. - *La faglia di F.so dei Cavalli*

Questa faglia affiora con continuità sul versante meridionale del M. di Cambio, per una lunghezza di almeno 8 Km, ed è costituita da una *master fault* e da faglie sintetiche (anastomizzate) e antitetiche, che nel loro insieme sembrano disegnare un sistema tipo *duplex* estensionale. L'orientazione è in gran parte appenninica (N50-70 O) con inclinazione >50° verso SO. Questa faglia ribassa il settore sud-occidentale del M. di Cambio, andando così a delimitare, insieme alla faglia di Leonessa (§ 3.1.5.), un *horst* che doveva esistere fin dal Giurassico

PROGETTO CARG

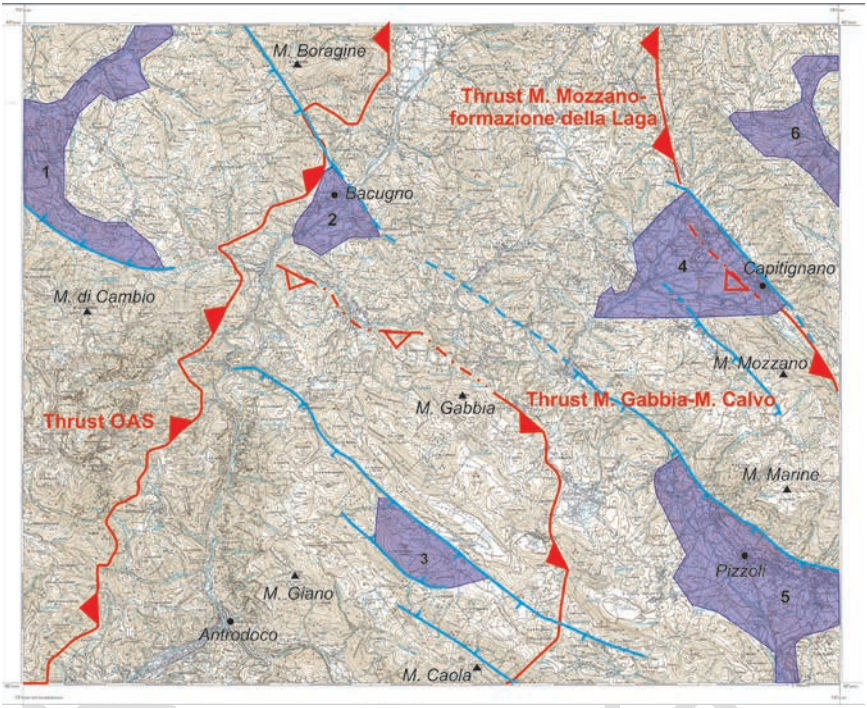


Fig. 124 - *In violetto sono evidenziate le principali conche intermontane presenti nel Foglio e in azzurro le faglie dirette ad esse collegate. 1-Conca di Leonessa/Favigno e faglia di Leonessa; 2-Conca di Bacugno e faglia del M. Boragine; 3-Conca di Cascina e faglie del sistema M. Caola/M. Calvo e C.le del Molino/I Pizzi; 4- Conca di Capitignano e faglie di Capitignano e S. Giovanni; 5-Conca di Pizzoli/Barete e faglia del M. Marine; 6-Conca di Campotosto.*

(PCP di M. di Cambio, § 1.1.2.). Questa considerazione, insieme alla verifica di differenti rigetti fra la successione stratigrafica di *hangingwall* e *footwall* rispetto al rigetto causato sul *thrust* basale dell'unità Terminillo/Nocella (Fig. 108), fa considerare la faglia di F.so dei Cavalli una paleofaglia a movimento polifasico, solo in parte ripresa dalla distensione quaternaria. Il rigetto maggiore si realizza lungo la linea a ridosso del M. di Cambio, marcato da una estesa fascia cataclastica lungo la quale si affiancano il *Calcare Massiccio* al letto e formazioni dalla COK_a alla SAA al tetto. La sua terminazione a NO si realizza nel F. Rieti, mentre a SE viene interrotta dal sistema transtensivo di V.le Scura. Il rigetto verticale massimo stratigrafico (non solo quaternario) è di circa 600 metri, in accordo con i dati presenti in letteratura (Deiana *et alii*, 1995).

3.1.2. - *La faglia di V.le Scura*

È una faglia a direzione circa E-O, con due tratti orientati E-O raccordati da un settore a direzione NE-SO. Una definizione migliore della sua cinematica è ostacolata dalle dinamiche morfologiche quaternarie che hanno eroso e depositato cospicui volumi di materiali obliterando le tracce della linea tettonica. Gli elementi mesostrutturali rinvenuti sono scarsi e sono stati misurati solo pochi specchi di faglia con strie trascorrenti presso Sigillo, all'interno della *unità spongolitica* (SPT). La diffusa ricristallizzazione e dolomitizzazione secondaria ha spesso reso irriconoscibili le litologie interessate. Le dislocazioni delle anticlinali di M. Ritornello e di M. Facci, dei *thrust* ad esse associate, della faglia di F.so dei Cavalli ed i differenti spessori in affioramento *delle marne con cerrogna* (ribassate e dislocate verso E), individuano la presenza di un elemento transtensivo, e/o un sistema *en-echelon* trascorrente dx, con rigetto orizzontale nell'ordine di 1 km o poco più. Questa considerazione lascia aperta l'ipotesi che si tratti di una faglia di trascinamento sin-orogenica e non quaternaria.

3.1.3. - *La faglia di V.le Rara*

Questa faglia inizia dal M. Terminillo (F. 347 Rieti) e giunge presso Micigliano. Il tratto orientato circa E-O (C.le delle Scangive-F.te S. Angelo), immergente a S, disloca i *thrust* basali delle unità Terminillo/Nocella e Cavallo/Boragine (§ 2.1.2. e 2.1.3.), con movimento compatibile con una transtensione destra ed agente quindi come *tear fault.* Valgono le stesse considerazioni fatte per la faglia di V.le Scura.

3.1.4. - *La faglia Sigillo-Forca del Cupo*

È uno dei maggiori elementi tettonici distensivi ad andamento N-S, con lunghezza in pianta superiore ai 6 km. Nel suo tratto settentrionale, da Forca del Cupo verso N, fin dentro il F. 337 Norcia, diventa un sistema *en-echelon*, aprendosi a ventaglio in tre rami principali, i due più occidentali ad andamento meridiano ed il terzo ad andamento SO-NE (fino alla faglia del M. Boragine, § 3.1.6.). I tre elementi causano ribassamenti verso O dislocando le unità tettoniche Terminillo/Nocella e Cavallo/Boragine e le sub-unità interne alla stessa Cavallo/Boragine (§ 2.1.3.). Nella sua terminazione meridionale si raccorda con angolo quasi a 90° alla grande faglia Sigillo-Vallemare-conca di Cascina-Casaline (§ 3.2.1.), ad andamento ONO-ESE. Sebbene presso Sigillo siano poco visibili affioramenti del piano di faglia che ruota di 90°, tale rotazione è stata imputata all'interferenza con precedenti paleo-faglie (probabilmente mioceniche).

PROGETTO CARG

La faglia Sigillo-Forca del Cupo, a S, mette a contatto le formazioni della *Scaglia* della successione M. Giano-M. Gabbia, al *footwall*, con le *marne con Cerrogna* (CRR) all'*hangingwall*. Spostandosi verso N, il più occidentale dei tre rami di faglia separa l'unità Terminillo/Nocella (a O) dall'unità Cavallo/Boragine (ad E), con un andamento N-S probabilmente controllato da una paleofaglia (miocenica?) separante la SAA_6 di C.le Ara Grande dalla *unità spongolitica* (SPT), entrambe affioranti al suo *footwall* (Fig. 101).

3.1.5. - *La faglia di Leonessa e la conca di Leonessa/V.le di Favischio*

La faglia di Leonessa è una faglia a cinematica prevalentemente normale orientata circa NO-SE, con immersione a NE, che borda i versanti nord-orientali di M. Tilia e M. di Cambio (Fig. 97) per circa 20 km, con un rigetto stratigrafico massimo nell'ordine di 800-1000 m. Si sviluppa per buona parte all'interno del F. Rieti, mentre nel F. Antrodoco si estende per circa 5 km. È in realtà un sistema di faglie composto da due elementi principali sub-paralleli: (1) faglia di Leonessa s.s (base del M. di Cambio), quaternaria e a direzione media 50°O, con inclinazione di 60°-80° verso NE; (2) faglia della V.le di Albaneto (a valle del versante, verso NE), sepolta dai depositi quaternari e già trattata nel § 1.4.4. essendo ritenuta miocenica. La faglia di Leonessa s.s. si dispone parallelamente e disloca con un rigetto stimato fra i 250 e i 350 m (decrescente verso E) il sistema di paleoscarpata giurassica della PCP di M. di Cambio, già ripreso dalla faglia miocenica della V.le di Albaneto (§ 1.4.4.) (Fig. 97).

Spostandosi verso la terminazione sud-orientale (V.le di F.so Carpelone e V.le di Favischio) la faglia di Leonessa interferisce con faglie circa E-O e con la faglia meridiana di Sigillo-Forca del Cupo (§ 3.1.4). Il sistema E-O ha natura e cinematica piuttosto dubbi e per molti autori si tratta in realtà della stessa faglia di Leonessa che piega in questa direzione nella sua terminazione orientale, per poi esaurirsi all'altezza del paese di Posta (es. Turtù *et alii*, 2013). La faglia di Sigillo-Forca del Cupo sembra invece interrompere l'andamento della faglia di Leonessa ed inoltre, verso E, anche gli ultimi sedimenti lacustri del bacino di Leonessa (affioranti presso il paese di Favischio) sono limitati da questa faglia, che sembra quindi aver agito da soglia del bacino quaternario. Pertanto, l'attività quaternaria della faglia di Leonessa sembra esaurirsi rapidamente avvicinandosi ad una barriera strutturale preesistente.

La faglia di Leonessa s.s., pur causando un rigetto stratigrafico minore di quella della V.le di Albaneto, è l'unica con segni di attività recente quali terrazzi lacustri e superfici erosive dislocati di 70-100 m e scarpate di faglia con liscioni alti molti metri in corrispondenza delle incisioni vallive, che diventano meno evidenti nei tratti di interfluvio, pur se permane una evidente scarpata di faglia alta oltre

PROGETTO CARG

un metro. Per questo motivo alcuni autori (Michetti & Serva, 1991; Roberts & Michetti, 2004; Papanikolau *et alii,* 2005; Whittaker *et alii*, 2007) affermano che la faglia di Leonessa è attiva e capace, con tempi di ritorno di alcune migliaia di anni e *slip-rates* compresi tra 0.1 e 0.4 mm/anno. Altri, invece (Fubelli *et alii*, 2009), non osservano chiare evidenze di tettonica attiva e giustificano la presenza delle scarpate come il risultato di processi erosivi morfoselettivi (riesumazione) e di fenomeni gravitativi, indicando che la faglia sembra essere suturata dai conoidi del Pleistocene sup. finale. Suggeriscono quindi che la faglia di Leonessa sia stata fortemente attiva nel Pleistocene inf.-medio ma che, a partire dal Pleistocene medio, la sua attività si sia fortemente ridotta (o annullata).

La faglia di Leonessa s.s. è stata responsabile della formazione, già a partire dal Gelasiano (Ge.Mi.Na, 1963), della omonima conca intermontana, sviluppata a NE della faglia e, secondo Fubelli *et alii* (2009), delimitata a N dalla faglia antitetica di Monteleone, immergente a SO.

3.1.6. - *La faglia del M. Boragine e la conca di Bacugno*

La grossa faglia appenninica, SO-immergente, che borda ad O il M. Boragine è stata già trattata, più o meno specificatamente, in numerosi lavori (Calamita *et alii*, 1995a, b; Alberti *et alii,* 1996; Mazzoli *et alii*, 2005; Di Domenica *et alii*, 2012; Calamita *et alii*, 2012a; Turtù *et alii*, 2013). Essa è stata alternativamente considerata come faglia diretta sia *post* che *pre-thrusting*, in molti casi con almeno un movimento, o ripresa di movimento, quaternario. In Festa (2002), è stata invece considerata come faglia sin-orogenica di trasferimento sinistro della linea OAS.

Lungo il versante occidentale del M. Boragine sono state riconosciute una attività distensiva giurassica e una miocenica (§ 1.4.2.), ambedue con rigetti pluriettometrici, ed una attività *post-thrusting* quaternaria. La faglia del M. Boragine non è quindi un unico elemento tettonico, ma piuttosto un fascio di più generazioni di faglie distensive, SO-immergenti e che si intersecano fra loro, affioranti sul lato occidentale della montagna, fra V.le Acqua del Faggio e Colleoncina. La faglia quaternaria è qui considerata quella che corre sul fondo della V.le Acqua di Faggio, ad andamento circa rettilineo e direzione N330°, che arriva fino alla conca di Bacugno. Essa interseca e disloca la faglia miocenica, ad andamento in pianta molto più irregolare, impostatasi a sua volta lungo la zona di paleoscarpata giurassica che delimitava ad O-SO la PCP di M. Boragine (§ 1.1.3. e Fig. 90). L'intersezione fra i due sistemi (miocenico e quaternario) avviene appena ad E di Collelungo.

La faglia quaternaria si è quindi impostata lungo la fascia di deformazione di quella miocenica, anche se quest'ultima non dovrebbe ritrovarsi fino a grossa profondità in quanto tagliata e dislocata, con rigetto orizzontale di chilometri, dal

PROGETTO CARG

thrust del M. Boragine (unità tettonica Cavallo/Boragine, § 2.1.3.). Ciò lascia aperti alcuni interrogativi sul riutilizzo di vecchie dislocazioni, in superficie, da parte di neo-faglie quaternarie che si enucleano, ovviamente, dal profondo (§ 1.4. e Fig. 125).

La faglia quaternaria ha un rigetto di circa 400-500 metri, quantificabile nel dislivello che crea lungo il *thrust* della OAS fra il segmento ad E di Collelungo (al letto) e quello presso la conca di Bacugno (al tetto).

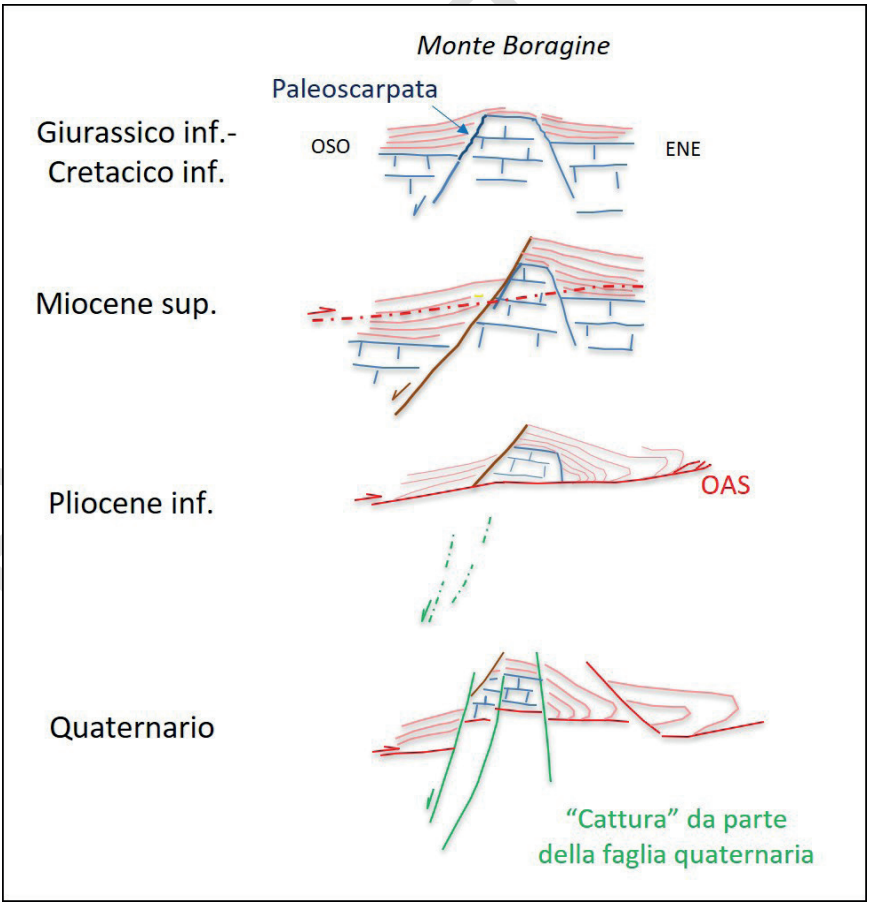


Fig. 125 - *Schema semplificato che illustra l'evoluzione del sistema di faglie del M. Boragine a partire dal Giurassico inf. fino al Quaternario. In blu è evidenziata la formazione di una paleoscarpata giurassica successivamente ripresa da una fagliazione miocenica (in marrone). Il sistema viene tagliato e trasportato passivamente dal thrust della linea OAS nel Pliocene inf. e quindi "catturato" da una faglia quaternaria (in verde) in enucleazione dal basso, secondo quanto illustrato nella Fig. 100.*

Se si tiene conto del fatto che la fagliazione miocenica potrebbe aver avuto rigetti superiori ai 600 metri (§ 1.4.2.) e quella giurassica pure di varie centinaia di metri, si arriva ad una dislocazione totale, lungo il versante occidentale del M. Boragine, di oltre 1300-1400 metri, che giustifica i contatti *in loco* fra il *Calcare Massiccio*, ad E, e le formazioni cretacico-paleogeniche di due differenti unità tettoniche (Terminillo/Nocella e Cavallo/Boragine), ad O.

Ad E di Collelungo e spostandosi verso SE, la faglia quaternaria taglia la struttura dell'unità tettonica Cavallo/Boragine in sovrascorrimento sui terreni miocenici CRR e SPT (§ 2.1.3.) entrando quindi nel *footwall* della linea OAS, dove si individuano a distanza ravvicinata due piani tettonici ad andamento NO-SE e SO-immergenti. Quello più orientale mette a contatto i termini della *Scaglia* di Colleoncina (successione dei Monti Rua-Marine-Mozzano; § VI 4.15.), al *footwall,* con una sottile fascia di SPT (all' *hangingwall*). I termini della *Scaglia* formano una anticlinale a direzione circa meridiana che a N di Colleoncina si ribalta verso E, con asse a direzione NNE-SSO. La seconda faglia, pochi metri ad O della prima, pone a contatto la stretta fascia della SPT (ad E) con la *Scaglia Bianca* e *Rossa* (ad O), in successione diritta, appartenente all'unità tettonica Cavallo/Boragine dei M.ti Reatini, in accavallamento verso E. Questa dislocazione è stata in passato alternativamente considerata sia come la faglia diretta quaternaria del M. Boragine (come qui trattata) che, invece, come il proseguo del *thrust* della OAS a S del M. Boragine (Calamita *et alii*, 2011, 2012b; Di Domenica *et alii,* 2012). Questa seconda dislocazione in campagna presenta un alto angolo di immersione verso OSO e potrebbe quindi rappresentare il *thrust* del M. Boragine successivamente piegato e inclinato dalla faglia diretta quaternaria posta poco ad E, ma essendoci al suo *hangingwall* termini della *Scaglia* in successione diritta e non rovesci come invece visibile, per chilometri, lungo tutto il *fore-limb* dell'unità tettonica Cavallo/Boragine, si ritiene sia più probabilmente di tipo diretto, *post-thrusting*. Essa mette a contatto il Miocene affiorante al *footwall* della linea OAS con la parte superiore, diritta, dell'anticlinale di *hangingwall* dell'unità Cavallo/Boragine (sub-unità intermedia, § 2.1.3.). La parte rovescia di questo tratto dell'anticlinale è invece visibile 1 Km più a S e circa 100-150 metri più in basso, lungo il versante di Iacci, ad E di M. la Cerasa.

Lungo il tratto meridionale (località Cesa di Marianitto) la situazione tettonica della faglia del M. Boragine si complica poichè all'*hangingwall* non si hanno subito i termini della *Scaglia* dell'unità tettonica Cavallo/Boragine, ma vi è interposto un piccolo affioramento di *Maiolica* (MAI); questo rappresenta probabilmente un relitto della *Maiolica* dell'unità Cavallo/Boragine in accavallamento al di sopra dei termini miocenici, successivamente ribassata dalla fagliazione quaternaria. Ad aumentare il livello di complicazione, nella zona converge anche una grossa faglia a direzione NNE-SSO (§ 3.1.4.) che si ipotizza tagli la successione

PROGETTO CARG

della *Scaglia* dell'unità Cavallo/Boragine deformata e dislocata dal *thrust* in un complicato pacchetto anticlinale/sinclinale.

La faglia del M. Boragine si ritiene sia responsabile della formazione della piccola conca di Bacugno, una depressione posta lungo la valle del Velino pochi km a monte del paese di Posta, e probabilmente anche della conca di Terzone/Corvatello a NO, nel limitrofo F. 347 Norcia.

La prosecuzione della faglia del M. Boragine a SE, all'interno della successione dei Monti Rua-Marine-Mozzano, potrebbe inoltre congiungersi alla grossa faglia di M. Marine (§ 3.3.1.2.) attraverso un sistema *en-echelon.*

3.2. - La distensione nel dominio di piattaforma carbonatica laziale-abruzzese del M. Nuria e dei M.ti Giano-Gabbia

Le strutture carbonatiche del M. Nuria, del M. Giano-M. Gabbia e del flysch fra essi interposto (UAP), sono state interessate da una fagliazione distensiva pleistocenica a direzione preferenziale appenninica (NO-SE) e, in minor misura, antiappenninica, e da una fagliazione trascorrente che ha la sua maggiore espressione nella faglia del fosso di Micigliano, a direzione ONO-ESE. Quest'ultima ha ribattuto su una precedente fagliazione diretta *pre-thrusting* (§ 1.4.5. e Fig. 103).

Tale fagliazione distensiva è responsabile di ripetizioni della successione affiorante, della creazione di una serie di conche minori intramontane (es. la conca di Cascina) e talvolta ha tagliato e nascosto una precedente tettonica compressiva. Alcune di queste grosse faglie dirette (faglia di Sigillo-Vallemare, faglia di Costa Rosata, faglia di Col Maggio-Santo Nunzio) tagliano, verso NO, il limite fra i carbonati mesozoici di piattaforma e la successione calcareo-marnosa paleogenica e miocenica. Per il complicato *pattern* strutturale che creano, sia nella zona di Vallemare che in quella di Col Maggio, queste faglie sono state considerate in passato a movimento anche obliquo/trascorrente sinistro (Capotorti, 1993; Piana, 1995), ma possono essere in realtà, in toto o in prevalenza, a movimento *pre-thrusting* (mioceniche).

3.2.1. - *Il sistema di faglie fra M. Caola e Termine, la conca di Cascina*

La conca di Cascina, fino ai collegati bacini di Palarzano, V.le Marinelli e conca di Termine, è bordata da un importante fascio di faglie distensive appenniniche quaternarie sia nel lato sud-occidentale che nord-orientale. Queste faglie sono sia SO che E-immergenti ed interessano sia la successione di piattaforma del M. Giano-M. Gabbia che quella di transizione dei Monti Rua-Marine-Mozzano, tagliando e dislocando il *thrust* del M. Gabbia-M. Calvo lungo il suo bordo me-

PROGETTO CARG

ridiano. Fra Cascina e le contigue piane minori a NE, queste faglie determinano un'importante interruzione costituita dalla dorsale dei I Pizzi-C.le Lungo-C.le del Molino, disassata presso la modesta strettoia di C.se Sollacca (Fig. 126). A NO la conca di Cascina si interrompe di fronte alle alture di C.le Orticara-C.le Puzzillo, in parte rialzatesi per una faglia distensiva antiappeninica SE-immergente, difficilmente rilevabile in campagna ma ricostruibile per via stratigrafica. A SE la conca finisce in corrispondenza del versante settentrionale di C.le Macchialunga, che presenta in affioramento delle faglie antiappenniniche ribassanti il lato NO.

Verso SO la conca di Cascina è delimitata dalla imponente dorsale a direzione NO-SE di M. Calvo-M. Caola-Fonni di Cinno che è caratterizzata, lungo il suo versante settentrionale, da un sistema coassiale di tre faglie distensive principali, sintetiche NE-immergenti, che danno origine ad una struttura a gradinata digradante verso la conca. Le litologie affioranti sul versante, costituite da depositi di retromargine/piattaforma interna del Giurassico sup.-Cretacico inf., risultano profondamente dolomitizzate e deformate per l'intensa tettonizzazione che le riduce ad una sorta di sabbia carbonatica fine, facilmente erodibile, solo a luoghi cementata. Questo fa supporre (§ 1.4.) un'attività prevalentemente sinsedimentaria almeno delle faglie più a SO, come suggerito anche dalla presenza, lungo la cresta del M. Caola, di



Fig. 126 - *Panoramica della conca di Cascina, ripresa da NO, con sullo sfondo il M. Calvo (fuori Foglio). Nella parte sx della conca (NE) si nota la stretta di Case Sollacca, con il disassamento della dorsalina di I Pizzi-C.le Lungo-C.le del Molino che interrompe la conca.*

brecce di *scaglia condensata* (SGC) discordanti sui *calcari ad ellipsactinie* (ELL) lungo quella che doveva essere una lunga paleoscarpata NE-immergente. Evidenze di questa paleofagliazione sono state rilevate anche poco a SE, presso M. Calvo, nel limitrofo F. 358 Pescorocchiano (Bigi & Costa Pisani, 2005).

Il maggiore risalto morfologico del sistema M. Calvo-M. Caola è visibile lungo l'allineamento tettonico delle due faglie quaternarie affioranti in *en-echelon* destro più a NE (direzione N50°-60°O e lunghezza totale di 8 km) delle faglie sinsedimentarie, lungo la direttrice C.le Rusciu-C.le dei Guardiani. Il rigetto massimo verticale si aggira attorno ai 300 m. Verso la conca di Cascina, lungo le scarpate del f.so V.le Lunga è osservabile come la faglia basale disloca i depositi del Pleistocene medio.

Sul lato opposto della conca, la dorsale C.le del Molino-I Pizzi è delimitata a SO da un segmento di faglia lungo non meno di 11 km da Casaline al M. Rua, secante il *thrust* del M. Gabbia-M. Calvo e la successione di transizione dei Monti Rua-Marine-Mozzano. Questa faglia sembra raccordarsi, al netto di una leggera traslazione all'altezza del bordo NO della conca di Cascina, con la faglia di Sigillo-Vallemare (poi Sigillo-Forca del Cupo, § 3.1.4.), delineando un elemento distensivo, O-SO-immergente, lungo decine di km ed interessante tutti i domini tettono-stratigrafici del Foglio. Nel tratto compreso fra la conca di Cascina ed il M. Rua il rigetto stratigrafico di questa faglia è stranamente minore nel settore prossimo alla piana, dove è di circa 200 m, rispetto a fuori dal bacino, procedendo verso SE, dove raggiunge i 1100-1200 m nei pressi di M. Rua. Qui il *footwall* è costituito dal tetto dei *calcari detritici a Posidonia* (DPO) e l'*hangingwall* dalla base delle *marne con cerrogna* (CRR). Questo dato così contraddittorio, così come la direzione molto variabile del piano nel tratto a SE (da N40°O a N80°O), lascia supporre che si sia in presenza di una importante faglia sinsedimentaria (forse miocenica) solo in parte ripresa nel Pleistocene, giustificando anche che il grosso sistema plurichilometrico sopracitato sia in realtà legato alla coalescenza di più paleofaglie (§ 3.1.4.) e di faglie quaternarie che ne ribattono l'andamento. Nei pressi di M. Rua infine, a E di C.le Giovane, la direzione della faglia ruota bruscamente a N20°O ed il piano tende a verticalizzarsi per entrare poi nel contiguo F. 358 Pescorocchiano, dove devia di nuovo improvvisamente all'altezza di F.so della Forcella in senso E-O.

La formazione della conca intermontana di Cascina, esistente almeno dal Calabriano (VII § 2.2.), si deve quindi all'azione delle faglie fra loro antitetiche di M. Caola/M. Calvo e di C.le del Molino-I Pizzi (Fig. 126) e pertanto presenta una geometria di tipo *graben*. La *master fault* che ha guidato l'evoluzione della conca corrisponde al sistema di faglie NE-immergenti del versante SO, con marcata asimmetria e sviluppo di estesi conoidi alluvionali lungo questi versanti. Non è però da escludere l'ipotesi di crescita della conca come bacino di *pull-apart* (per transtensione sinistra), data la forma trapezoidale, la presenza al suo interno di

PROOF COPY

rilievi a sviluppo longitudinale e di aree palustri, l'azione di due faglie contrapposte e di faglie distensive lungo i lati corti. Un ulteriore indizio a favore di questa ipotesi trascorrente è rappresentato dalla apparente dislocazione orizzontale dei depositi alluvionali, riferiti al Calabriano (*conglomerati del Castello di Cascina*, §VII 2.2.1.1.), affioranti su entrambi i crinali a cavallo della strettoia di Case Sollacca. Tuttavia, questa seconda ipotesi merita, per essere confermata, futuri studi.

3.3. - La distensione nel dominio del Gran Sasso e della formazione della Laga

Le maggiori faglie distensive quaternarie presenti in questi settori sono ad andamento appenninico e ribassano verso SO; bordano ad occidente i rilievi carbonatici di M. Rua, di M. Marine-La Solagna-M. Castiglione e di M. Mozzano-C.le Grande, nonché la dorsale arenacea di M. Civitella. Per molti di questi elementi è ipotizzabile una attività polifasica, con attivazioni a partire dal Giurassico (faglia di M. Marine) e, a seguire, nel Miocene (§ 1.4.1.). Il contributo della distensione quaternaria al rigetto totale è minoritario, sebbene alcune di esse siano da ritenersi attive e capaci e quindi di notevole impatto ai fini di studi di pericolosità e microzonazione sismica.

3.3.1. - *Il sistema dell'Alto Aterno*

Nell'alto bacino dell'Aterno è presente un sistema di faglie dirette appenniniche costituito da 4 rami principali disposti *en échelon*: le faglie di Capitignano, di San Giovanni, di M. Marine e di M. Pettino (quest'ultima fuori Foglio), a loro volta suddivise in segmenti (Galadini & Galli, 2000; Galadini *et alii*, 2000; Galadini & Messina, 2001).

L'attività tardo-quaternaria (Galadini & Galli, 2000; Galadini *et alii*, 2000; Galadini & Messina, 2001; Galadini & Messina, 2004) ed olocenica (Blumetti, 1995; Galadini & Galli, 2000; Moro *et alii*, 2002, 2016; Galli *et alii*, 2011; Lavecchia *et alii*, 2012) dei diversi segmenti del Sistema dell'Alto Aterno è nota da tempo. Gli studi svolti nell'ambito del F. Antrodoco hanno fornito un quadro esaustivo delle evidenze di terreno ed apportato nuove conoscenze sulle strutture tettoniche delle faglie di M. Marine, San Giovanni e Capitignano (Chiarini *et alii*, 2014), dando impulso a successivi studi di tettonica attiva che hanno riguardato entrambe le strutture (Civico *et alii*, 2016; Cinti *et alii*, 2018; § 3.3.1.1.).

Recentemente Buttinelli *et alii* (2021) nello studio di linee sismiche SO-NE passanti attraverso le faglie di M. Marine, San Giovanni e Capitignano deducono come le prime due abbiano avuto una importante attività pre-compressiva, mentre la terza sia fondamentalmente ad attività quaternaria.

PROGETTO CARG

3.3.1.1. - Le faglie di Capitignano e di S. Giovanni e il bacino di Montereale

Le faglie di Capitignano e di San Giovanni costituiscono i rami più settentrionali del Sistema dell'Alto Aterno. Ad esse è legata l'impostazione e l'evoluzione della conca intermontana di Montereale, la cui forma quadrangolare è associata anche al ruolo di altre due strutture tettoniche situate lungo i margini settentrionale e meridionale del bacino.

La faglia di Capitignano è la struttura distensiva bordiera del bacino e decorre lungo il suo lato NE, dove dà luogo ad un fronte montuoso rettilineo con faccette triangolari e numerose altre evidenze geomorfologiche (*wine glass valleys*, gomiti fluviali, valli sospese etc.; Civico *et alii*, 2016). A luoghi sono state riconosciute strie che indicano anche una componente sinistra del movimento. La struttura tettonica è costituita da un sistema di faglie dirette N160°-75°SO per una lunghezza complessiva di circa 14 km (Lavecchia *et alii*, 2012), fra il passo delle Capannelle, a SE (F. 349 Gran Sasso), ed il limite settentrionale del F. Antrodoco, a NO. A N del bacino di Montereale una possibile prosecuzione verso NO di tale faglia si può identificare nella faglia di Configno, un elemento a direzione N170° che si estende fra gli abitati di Aringo, a S, e Configno (fuori Foglio), a N (Lavecchia *et alii*, 2012). In questa ipotesi la lunghezza della faglia raggiungerebbe i 20 km.

Della faglia di Capitignano si possono distinguere tre segmenti. Il segmento NO (Paterno) pone a contatto intervalli stratigrafici di substrato significativamente diversi anche se il piano di faglia non è mai osservabile sul terreno e sono solo presenti faccette triangolari molto degradate ed erose. Lungo il bordo più settentrionale del bacino di Montereale sono a contatto *litofacies* e giaciture diverse della *formazione della Laga*: nell'*hangingwall* sono presenti strati SO-immergenti, solitamente verticalizzati o rovesciati (zona di Cesariano-Aglioni), costituiti dall'*associazione arenacea* (LAG_{4c}); nel *footwall* strati NE-immergenti, diritti e poco pendenti, con passaggio dall'*associazione* di *facies arenaceo-pelitica I*, all'*arenaceo-pelitica II*, alla *pelitica* ($LAG_{4b\text{-}d\text{-}e}$). La giacitura ribaltata della LAG_{4c} all'*hangingwall* della faglia di Capitignano è stata attribuita ad uno *splay* del *thrust* Gran Sasso-Mozzano, successivamente tagliato e ribassato dalla faglia stessa (profilo C-C' nella Carta Geologica e § 2.3.3.). La faglia interessa anche depositi riferiti genericamente al Pleistocene medio: all'estremità NO del versante (località Ciseruola), al *footwall*, l'appoggio dell'apice dei depositi di conoide sul substrato è a quota 950 m, mentre al tetto non supera i 925 m; la dislocazione minima sarebbe pertanto di circa 25 m.

Il segmento intermedio si individua fra il conoide di Cafasse, a S, ed il conoide del Rio Pago, a N, ed ha una maggiore evidenza morfologica, con faccette triangolari articolate in diversi ordini, scarpate di faglia e numerose anomalie di drenaggio (Civico *et alii*, 2016). In tutto questo settore, ed in particolare nella zona

PROGETTO CARG

di Capitignano, indizi geomorfologici hanno permesso di individuare 3-4 rami di faglia subparalleli. Il ramo più alto, posto alla base delle faccette triangolari di ultima generazione, dà luogo ad una scarpata ben riconoscibile fra Capitignano e Mopolino, impostata in depositi quaternari. Nel *footwall* i conoidi presentano una superficie sommitale di natura erosiva, mentre nell'*hangingwall* mostrano sottili coperture di depositi olocenici.

La faglia è stato oggetto di analisi paleosismologiche nel quadro degli studi di microzonazione sismica di livello 3 (Tallini *et alii*, 2022, Fig. 127). Tali analisi hanno permesso di stabilire l'età olocenica dei sedimenti coinvolti nella zona di deformazione della faglia, confermando per la struttura tettonica il significato di faglia attiva e capace (FAC).

Lungo il tratto SE (V.le delle Cafasse-V.le Faschiano) la struttura tettonica è per lo più obliterata dai processi gravitativi che interessano i ripidi versanti meridionali del M. Civitella. In località Cesa Marina la faglia sfrutta i piani di *thrust* del M. Mozzano (§ 2.3.3.) e corrisponde ad una scarpata di degradazione attiva che separa l'attuale fondovalle alluvionale da un ripiano sul quale poggiano accumuli di frana a grossi blocchi. Lo studio delle superfici relitte e dei paleoreticoli presenti in questo settore (Basili, 1999; Chiarini *et alii*, 2014) non evidenzia tuttavia sensibili dislocazioni fra il blocco NE (M. Civitella) e quello SO (M. Mozzano-M. Marine) e lascia supporre che a SE di Capitignano il rigetto della struttura tettonica si vada progressivamente esaurendo.

Il rigetto complessivo della faglia di Capitignano, fra Capitignano e Paterno, è stato stimato di 350-400 m (Coparex, 1987), mentre lo spessore massimo dei depositi quaternari nell'*hangingwall* della faglia è ≥ 200 metri (Chiarini *et alii*, 2014); è pertanto possibile stimare che il rigetto complessivo della faglia sia compreso fra 200 e 400 m.

La faglia di San Giovanni si sviluppa lungo il margine meridionale del bacino di Montereale, per una lunghezza minima di circa 8 km. Presenta evidenza morfologica maggiore rispetto alla faglia di Capitignano, con scarpate di faglia rettilinee e piani ben esposti. La struttura tettonica è costituita da un sistema di faglie distensive ad andamento NO-SE, che bordano il versante SO del M. Mozzano con piani ad alto angolo SO-immergenti. L'evidenza morfologica del sistema termina lungo il margine meridionale della conca di Montereale, in corrispondenza di una faglia circa E-O in gran parte sepolta sotto la coltre olocenica ma che affiora all'interno della cava ai margini dell'abitato di San Giovanni, dove mette a contatto la *scaglia detritica* cretacica (SCZ_1), a S, con la *scaglia cinerea detritica* (CDZ), a N. La presenza del depocentro di Piedicolle nella conca di Montereale, evidenziata dall'andamento delle anomalie di Bouguer (Ferri *et alii*, 2010; Chiarini *et alii*, 2014), induce tuttavia a considerare la possibile prosecuzione della struttura tettonica anche a NO, seppur con rigetti ridotti. A SE dell'altopiano di Aielli il sistema di San Giovanni assume direzione NNO-SSE, talvolta con piani

PROGETTO CARG

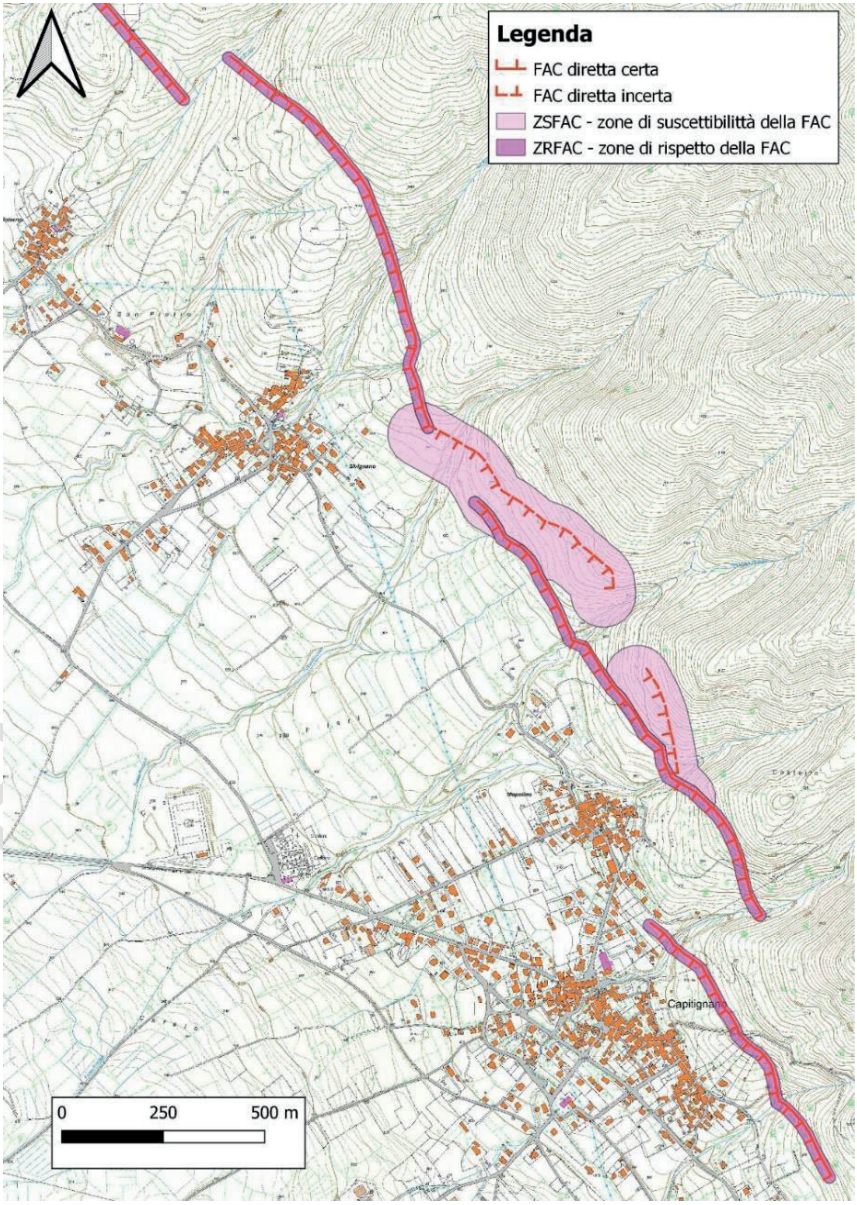


Fig. 127 - *Mappa della Faglia Attiva e Capace di Capitignano e delle relative zone di faglia negli abitati di Mopolino e Capitignano, con ubicazione delle trincee paleosismologiche (modificata da* Tallini et alii, *2022).*

a basso angolo (C.le del Cerro), e termina in corrispondenza del F.so dell'Indice.

La faglia di San Giovanni, nella sua culminazione settentrionale, mette a contatto la formazione delle *calcareniti e calciruditi a fucoidi* (CCF), al *footwall* (NE), con la *scaglia cinerea detritica* (CDZ), all'*hangingwall* (SO), con un rigetto stratigrafico valutabile tra i 500 e i 700 m. La distribuzione altimetrica delle paleosuperfici, diffuse sui versanti settentrionali della dorsale di M. Marine-M. Castiglione, sul M. Mozzano e all'interno dell'altipiano di Aielli, indicherebbe che la dislocazione lungo tale faglia è per lo più avvenuta prima della formazione delle superfici del 1° e 2° ordine (Chiarini *et alii*, 2014), probabilmente plioceniche, all'interno delle quali, profondamente incassati, si rinvengono i *conglomerati di Castello di Montereale* (§ 2.3.1.1.) riferiti al Pleistocene inf.

L'attività più recente è testimoniata dalle vistose deformazioni che interessano i depositi alluvionali del Pleistocene sup., rilevate in una parete di cava alle pendici di M. Mozzano (Fig. 128).

Studi paleosimologici condotti dall'INGV (Cinti *et alii*, 2018) hanno portato allo scavo di due trincee lungo la faglia di San Giovanni, in prossimità dell'omonimo abitato. La prima ha intercettato il piano di faglia principale impostato nel *bedrock* carbonatico, con direzione N140°; la seconda ha tagliato trasversalmente due scarpate di faglia subparallele impostate nei depositi colluviali ed alluvionali nell'*hangingwall* della faglia principale. Gli scavi hanno rivelato la ripetuta riattivazione della struttura tettonica, individuando sette eventi di fagliazione avvenuti negli ultimi 26 ka. L'evento più recente è avvenuto fra il 650 e il 1820 AD e potrebbe corrispondere ad uno dei tre *mainshock* che hanno colpito l'area nel 1703. Eventi precedenti sono avvenuti fra il 5330 ed il 730 cal. BC, fra il 6590 ed il 5440 cal. BC, fra il 9770 ed il 6630 cal. BC e fra il 16860 ed il 13480 cal. BC. Sono stati inoltre documentati due distinti episodi di fagliazione superficiale fra 23780 e 16850 cal. BC (Cinti *et alii*, 2018). In sintesi, Cinti *et alii* (2018) hanno calcolato, per gli ultimi 28-24 ka, uno *slip-rate* verticale minimo compreso fra 0.3 e 0.4 mm/anno, con tempo medio di ricorrenza non più lungo di 4 ka. Inoltre, stimando una lunghezza complessiva della faglia di San Giovanni fra 12 e 20 km, si può valutare per tutto il Sistema di faglie di Montereale una magnitudo attesa superiore o uguale a 6.0.

3.3.1.2. - La faglia di M. Marine e il bacino di Pizzoli-Barete

La faglia di M. Marine, nota anche come faglia di Barete (Roberts & Michetti, 2004; Geurts *et alii*, 2018), si sviluppa per almeno 14 km, tra l'abitato di Marana, a NO, e Arischia (F. 349 Gran Sasso), a SE. A NO di Marana probabilmente prosegue ancora nella zona di Pellescritta e Lonaro, dato che in prossimità dell'abitato di Marana il rigetto stratigrafico risulta essere ancora di almeno

PROOF COPY

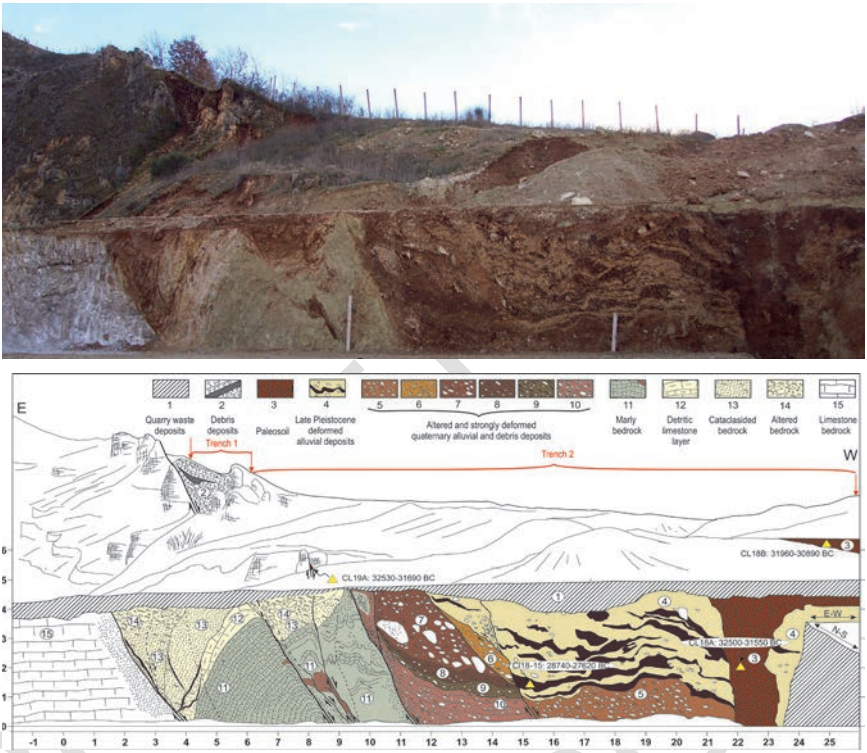


Fig. 128 - *La faglia di S. Giovanni presso una cava lungo il margine meridionale della conca di Montereale: in alto, esposizione della complessa zona di faglia che pone a contatto il substrato (Scaglia Bianca e Scaglia Cinerea) con depositi del Pleistocene superiore (sintema di Valle Majelama); in basso, log della zona di faglia con le età ^{14}C-AMS ottenute su campioni bulk. Sono indicate le posizioni delle trincee paleosimologiche (da* Cinti et alii*, 2018, modificato).*

600-700 m (unità SBI_a/SCZ_1 al *footwall* e CRR/LAG all'*hangingwall*). Il piano di faglia è ben esposto lungo buona parte del suo percorso, con evidenti scarpate di faglia e faccette triangolari. Tra Barete e Pizzoli la presenza di un'ampia fascia cataclastica dolomitizzata favorisce lo sviluppo di fenomeni di erosione accelerata, con formazione di morfologie calanchive nei calcari del Giurassico inf. (Fig. 44 e Fig. 92).

La faglia quaternaria di M. Marine si è impostata lungo una paleoscarpata giurassica che delimitava verso SO la PCP di M. Marine (§ 1.1.4.), probabilmente riutilizzata anche da una faglia miocenica (§ 1.4.1.) (Fig. 97). L'attività quaternaria ha interessato in prevalenza la parte SE della precedente struttura tettonica; infatti, la conca di Pizzoli-Barete si chiude improvvisamente verso NO, all'altezza di San Giovanni-San Pelino. Ad ulteriore supporto di questa ipotesi la *damage*

zone sembra essere maggiore nei pressi di Pizzoli rispetto a quanto visibile a Barete (La Valle, 2019); inoltre, la porzione della faglia localizzata tra Marana e il F.so della Rete è considerata non più attiva nel tardo-Quaternario (Basili, 1999; Galadini & Galli, 2000; Moro *et alii*, 2002), sebbene dati raccolti per il F. Antrodoco evidenzino, in questo tratto, la dislocazione di brecce riferibili ad un generico Pleistocene medio. Per la citata polifasicità i rigetti stratigrafici massimi della faglia di M. Marine si osservano nel settore centrale e meridionale della dorsale M. Marine-M. Castiglione, come già evidenziato da Blumetti & Guerrieri (2007).

La porzione centrale e meridionale della faglia, lunga circa 10 km, è stata interessata da attività nel tardo Pleistocene sup. e nell'Olocene (Galadini, 1999; Galadini & Galli, 2000; Galadini & Messina, 2001, 2004; Moro *et alii*, 2002; Galli *et alii*, 2011). Essa si compone di due segmenti: il segmento di Barete-Pizzoli, a N, lungo 6.2 km e il segmento di Pizzoli-Arischia, a S, lungo circa 4.5 km. Al passaggio tra i due segmenti (F.so dell'Indice) è presente una faglia NE-SO con ultimo movimento dubitativamente compressivo ma con evidenze di attività polifasica dal Giurassico (§ 1.1.4.).

Il segmento Barete-Pizzoli ha direzione media N140°, con pendenza media di 50°. Il piano di faglia, generalmente ben esposto, mette solitamente a contatto il substrato carbonatico con depositi clastici di conoide alluvionale e di falda detritica di varia età e mostra strie da *dip-slip* a leggermente oblique, indicative di movimenti transtensivi sinistri. Il segmento presenta evidenze morfotettoniche e stratigrafiche di attività nel tardo Quaternario; la dislocazione ha interessato, con un *offset* di circa 18 m, detriti di falda del tardo Pleistocene sup., la cui età ^{14}C nel *footwall* è di 27575-28755 BP (Galli *et alii*, 2011) (Fig. 129).

Il tratto Pizzoli-Arischia è composto da vari segmenti subparalleli, con direzione media N125° e pendenza variabile da 55/60° a 80°, sviluppati prevalente-



Fig. 129 - *a) Detriti di falda stratificati dislocati di circa 18 m dalla faglia di M. Marine (segmento Barete-Pizzoli); b) particolare dei detriti di falda datati* 27.575-28.755 *B.P. da* Galli et alii *(2011).*

PROGETTO MPS

mente all'interno di depositi clastici di versante e di conoide alluvionale. Depositi afferenti all'esteso conoide del F.so dell'Indice, datati con il metodo ^{14}C tra 36 e 40 ka BC (§VII 4.1.1.), risultano dislocati di circa 20 m. In uno scavo artificiale in località Colle il sistema di faglie taglia, al *footwall* del segmento di faglia più arretrato, depositi contenenti un *tephra* di età $^{40}Ar/^{39}Ar$ di 316,9 ± 3,6 ka (campione FP5-3a, Tab. 1, Appendice 2), mentre nell'*hangingwall* due suoli, dislocati a loro volta, hanno fornito età di 36520-34235 BC (FP5, Tab. 2) e 33687-32215 BC (AMB1, Tab. 2). Tra Colle e Sant'Antonio la faglia disloca un suolo di età 30909-29242 BC (FP22, Tab. 2).

Galli *et alii* (2011), sulla base delle datazioni dei depositi e dell'*offset* osservato nei due segmenti, calcolano uno *slip-rate* di 0,6-0,7 mm/a.

Piccole faglie sono state osservate nell'area artigianale di Pizzoli nei depositi alluvionali del *subsintema di Scentella* (AVM_9) (Fig. 130).

L'attività olocenica della struttura è stata accertata grazie allo studio di numerose trincee paleosismologiche, realizzate tra Pizzoli e Arischia, che hanno permesso di riconoscere almeno cinque eventi di fagliazione negli ultimi 15 ka, di cui il più recente riconducibile al terremoto del 1703, con un rigetto minimo per evento di 0.35 m e tempi di ritorno massimi di 1700 anni (Moro *et alii,* 2002, 2016; Galli *et alii*, 2011).

Nell'ambito degli approfondimenti degli Studi di Microzonazione Sismica di Livello 3, ulteriori indagini paleosismologiche sono state eseguite nelle località Vallicella e Collemusino, confermando l'occorrenza, durante il Pleistocene sup.-Olocene, di numerosi eventi di fagliazione superficiale su *splay* di faglia multipli, sintetici e antitetici (Boncio *et alii*, 2022; Iezzi *et alii*, 2022). Le indagini hanno inoltre messo in evidenza la variabilità del numero di eventi nei diversi *splay* ed attività differenziate nel tempo su specifiche faglie. Sono stati riconosciuti infatti 5 eventi di fagliazione superficiale lungo la faglia principale sia nella trincea di



Fig. 130 - *Faglie nei depositi alluvionali del tardo Pleistocene sup. del subsintema di Scentella (AVM_9) in due diverse località nell'area artigianale di Pizzoli (Località Scentella).*

PROGETTO CARG

Vallicella (faglia A in Fig. 131) che in quella di Collemusino (trincea A in Fig. 131), verificatisi negli ultimi 8 ka nel primo caso e negli ultimi 22 ka nel secondo. In località Vallicella, inoltre, in uno *splay* sintetico (faglia C in Fig. 131), sono stati riconosciuti altri due eventi più antichi (>24 ka) e un evento (probabilmente riconducibile al terremoto del 1703) più recente di quelli riconosciuti nello *splay* principale (Iezzi *et alii*, 2022).

Il rigetto stratigrafico massimo della faglia di M. Marine risulta superiore a 1500 m, come rilevabile nel settore tra Pizzoli e Arischia, dove la faglia mette a contatto il *Calcare Massiccio* dolomitizzato (MAS_b) al *footwall*, con le *marne con cerrogna* (CRR) all*'hangingwall*. Questo valore va inteso però come la sommatoria dei rigetti dovuti a diverse fasi tettoniche. Si ritiene infatti che almeno 500 m siano riconducibili alla formazione della PCP giurassica di M. Marine (§ 1.1.4.) e che alcune centinaia di metri siano da imputare all'attività miocenica di una paleofaglia agente almeno fino a Marana (§ 1.4.1., Buttinelli *et alii*, 2021), ricavabile per sottrazione dal presunto rigetto quaternario. Quest'ultimo, infatti, si ritiene che possa essere al massimo di alcune centinaia di metri (500 m ca.), in quanto comparabile con lo spessore dei depositi di riempimento del bacino di Pizzoli-Barete, ipotizzato intorno ai 400 m sulla base all'analisi delle anomalie di Bougeur (ISPRA, in stampa b), a

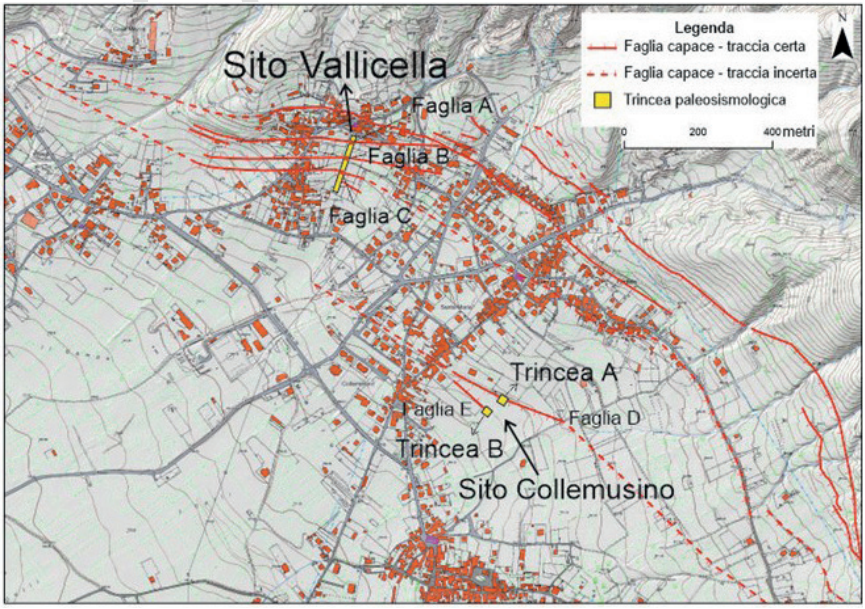


Fig. 131 - *Localizzazione delle trincee paleosismologiche effettuate per gli approfondimenti degli studi di microzonazione sismica di livello 3 del comune di Pizzoli (Boncio* et alii*, 2022) (modificata da Iezzi* et alii*, 2022).*

PROGETTO

cui vanno aggiunte alcune decine di metri del rigetto dei sedimenti quaternari sospesi sul versante al *footwall*. Le indagini geofisiche (ISPRA, in stampa b) indicano spessori dei depositi di riempimento del bacino più elevati in prossimità del bordo orientale, con depocentro nell'area di Scentella.

La faglia di M. Marine è responsabile dell'origine ed evoluzione del bacino di Pizzoli-Barete (Bosi, 1975; Blumetti, 1995; Basili *et alii*, 1999; Galadini *et alii*, 2000; Galadini & Messina, 2004; Blumetti & Guerrieri, 2007), che in analogia con gran parte dei bacini intermontani dell'Italia centrale (Cavinato & De Celles, 1999; D'Agostino *et alii*, 2001) è un *half-graben* bordato dalla faglia principale in corrispondenza del margine orientale. Lungo la faglia si sviluppa un ripido versante, con base decisamente rettilinea, inciso da numerose valli trasversali con caratteristico sviluppo a calice (*wine-glass valley*), che isolano faccette triangolari e trapezoidali. Nella dorsale ad E di San Vittorino si riconosce una paleovalle decapitata (*wind gap*) con direzione N-S circa perpendicolare alla faglia di M. Pettino (F. 359 L'Aquila), sospesa di circa 50 m sull'attuale fondovalle del Fiume Aterno. Secondo D'Agostino *et alii* (2001) la propagazione verso NO della faglia di M. Pettino avrebbe comportato l'impostazione di un drenaggio parallelo alla faglia e la decapitazione della valle che presumibilmente si sviluppava a partire dal *footwall* della faglia di M. Marine. In alternativa, non si esclude che la paleovalle possa essersi formata in seguito alla decapitazione di una valle con origine nell'area di trasferimento e sviluppo nel *footwall* della faglia del M. Pettino, in seguito alla migrazione dello spartiacque tra le linee di drenaggio del M. Marine e del M. Pettino e alla formazione della valle Ferone-Santa Ieli, in accordo con quanto proposto da Densmore *et alii* (2003) per l'evoluzione di un sistema *en*-échelon con *overlap* costante delle faglie.

PROGETTO CARG

PROGETTO CARG

IX - EVOLUZIONE TETTONICO-SEDIMENTARIA

Gli studi condotti per la realizzazione del F. 348 Antrodoco contribuiscono ad arricchire la già presente letteratura riguardo gli eventi tettono-sedimentari dell'Appennino centrale contrassegnati, dal Triassico sup. al Miocene sup., da una sedimentazione marina ciclica e da una tettonica sinsedimentaria distensiva che ha agito a più riprese e in diversi contesti geodinamici. Nel Miocene sup. finale e Pliocene inf. diviene predominante l'impronta della tettonica compressiva, con annessa formazione della catena, ed infine nel Quaternario si ha una nuova tettonica distensiva post-orogenica legata all'innalzamento della catena, contrassegnata da una ingente sedimentazione di tipo continentale entro conche tettoniche intermontane.

Nell'area dell'Appennino centrale comprendente il F. Antrodoco nel Triassico sup. era presente un'estesa paleo-piattaforma carbonatica, di mare basso e clima arido, facente parte della più estesa paleo-Tetide, in cui si depositavano ingenti spessori di carbonati in facies di *sabka* (*Dolomia Principale*, DPR). La sedimentazione in *facies* di piattaforma persiste in tutta l'area del Foglio fino alla parte bassa del Giurassico, passando però ad una *facies* di mare più aperto (*megabank* del *Calcare Massiccio*, MAS).

Nel Sinemuriano gli effetti del *rifting* tetideo portano ad una riorganizzazione dell'architettura dei paleoambienti deposizionali a seguito di grosse faglie dirette, presumibilmente listriche, e delle loro innumerevoli faglie sintetiche ed antitetiche. L'antica paleo-piattaforma si smembra definitivamente creando un alternarsi di alti e bassi deposizionali di forma ed estensione variabili. Nella porzione centro-meridionale del Foglio persistono condizioni sedimentarie di mare basso, individuandosi come lo spigolo NO della più estesa piattaforma carbonatica Laziale-Abruzzese (LAP). Questo spigolo è confinato ad O ed a N-NE da sistemi di

faglie distensive di cui la attuale bordiera meridiana occidentale è nota come *Linea Ancona-Anzio*. Ad O di essa si individua il bacino Umbro-Marchigiano-Sabino (UMS), disarticolato in una serie di alti e bassi relativi, rappresentati da *horst* isolati (*pelagic carbonate platform*- PCP- *sensu* Santantonio, 1994).) e *graben*. Questo bacino è in diretta connessione con l'omologo formatosi a N-NE dello spigolo della piattaforma, denominato del Gran Sasso (GS) (Centamore *et alii*, 1991b).

Il raccordo fra piattaforma persistente e bacini confinanti avviene attraverso paleoscarpate dalla topografia variabile nel tempo in funzione di vari fattori (presenza o meno di un margine bio-costruito, tipo di costruttori, condizioni fisico-chimiche delle acque, oscillazioni marine, direzione dei venti, tettonica). Il fattore tettonico, causa primaria di varie fasi di ringiovanimento delle scarpate di raccordo, agisce in varie fasi fino ad almeno parte del Paleogene. Lungo queste paleoscarpate, più o meno estese e degradanti, si sedimenteranno nel tempo delle successioni di transizione (la successione Sabina dei Monti Reatini, ad O, e la successione Gran Sasso dei Monti Rua-Marine-Mozzano, a N-NE), con caratteristiche simili alle successioni di bacino ma contraddistinte dalla più o meno ingente quantità di bio-risedimenti provenienti dalla LAP e dalle piattaforme pelagiche (PCP) antistanti.

Nell'area persistente della LAP del F. Antrodoco, dal Giurassico inf. sino al Toarciano inf. *p.p.* si depositano, con una potente successione, i *Calcari a Palaeodasycladus* (CPL) ed i *calcari bioclastici di Monte della Selva* (MSE), rispettivamente di *facies* più ristretta e più sciacquata. La sedimentazione è interrotta da un evento anossico oceanico globale nel Toarciano inf. *p.p.* (T-OAE di Jenkyns, 1988), interpretato come conseguenza di una immissione massiva e rapida di CO_2 nel sistema oceano-atmosfera e coincidente anche con un forte innalzamento del livello marino e conseguente crisi di produttività carbonatica. La sedimentazione carbonatica riprende nel Toarciano sup., fondamentalmente per precipitazione chimica, con la base a bancate oolitiche dell'*unità calcareo dolomitica* (UCD) e dell'*unità oolitica* (UOO). Nelle aree di bacino confinanti con la piattaforma, sopra il MAS si deposita la *Corniola* (COI) e nelle aree più prossime alla piattaforma e agli alti isolati che scaricavano materiale biodetritico verso il bacino, la *corniola detritica* (COK). Durante la crisi toarciana si depositano in bacino le *Marne di Monte Serrone* (RSN), meno terrigene nel F. Antrodoco rispetto ad altri ambiti regionali per la vicinanza della piattaforma. Il ripristino delle condizioni ambientali post T-OAE è testimoniato dalla deposizione dei *Calcari e Marne a Posidonia* (POD) e degli eteropici *calcari detritici a Posidonia* (DPO), di scarpata.

Sulle testate delle PCP nel Giurassico si depositano successioni condensate (*gruppo del Bugarone*, BU), mentre lungo le scarpate di raccordo al bacino si hanno successioni lacunose ed in *onlap* sulle successioni bacinali (Fig. 97). Nel F. Antrodoco le PCP si individuano presso gli attuali M. Tolentino/C.le Forcella,

PROGETTO CARG

M. di Cambio, M. Boragine e M. Marine (Fig. 86). Con il tempo le PCP vengono "colmate", appianate e ricoperte dalla sedimentazione bacinale in modo diacrono ma non oltre il tetto del Giurassico con la sedimentazione della *Maiolica* (MAI).

Durante il Bajociano inf. si assiste ad una ripresa *post-rifting* della tettonica distensiva, forse a causa di deformazioni gravitative di origine salina (Carminati *et alii*, 2013) e del contemporaneo risentimento distale dell'apertura dell'oceano Ligure-Piemontese, avvenuta intorno a 170 Ma (Handy *et alii*, 2010; Capotorti & Muraro, 2021). Questa nuova tettonica distensiva, in congiunzione con l'inizio di un periodo di crisi di produttività carbonatica per cause chimico-biologiche, porta buona parte dell'area di piattaforma carbonatica del Foglio (attuale massiccio del M. Giano-M. Gabbia) ad annegare, dando vita ad una ulteriore estesa PCP (tale da essere definita "plateau", si veda Fig. 86), con diretta sovrapposizione di *facies* pelagiche, con *filaments* e globuligerinidi, al di sopra delle unità di piattaforma UCD e UOO (Figg. 23 e 24). Nella PCP di M. Giano da questo momento e fino al Kimmeridgiano *p.p.* si ha una stasi di sedimentazione (circa 12 milioni di anni), simile a quella rinvenuta all'interno del *gruppo del Bugarone* sulle testate di varie PCP del UMS. La stasi sedimentaria è per alcuni autori legata a parziale emersione o stazionamento a bassa profondità delle aree sommitali dei *seamount* per *tilting* (Marchegiani *et alii*, 1997), ma è più facilmente correlabile, come intervallo temporale, ad un riconosciuto sconvolgimento climatico e chimico globale delle acque (*greenhouse condition*, Bartolini & Baumgartner, 1999) insieme ad un costante innalzamento del livello marino (Hallam, 1988). In questo contesto è ipotizzato che correnti di fondo spazzassero periodicamente le sommità delle PCP, prevenendo l'accumulo dei sedimenti a radiolari (unici a depositarsi) che venivano facilmente rimossi a causa della mancanza di matrice carbonatica (Bartolini & Cecca, 1999).

Nelle aree di bacino e di *slope*, nello stesso intervallo, questa crisi di produttività dei carbonati è testimoniata dalla deposizione dei *Calcari Diasprigni* (CDU) e dei *calcari diasprigni detritici* (CDI), in quanto le condizioni marine meso-eutrofiche favorivano un'elevata proliferazione dei radiolari (Bartolini *et alii*, 1999).

A partire dal Kimmeridgiano *p.p.*, e fino alla fine del Giurassico, la PCP del M. Giano viene gradualmente "riassorbita" dalla riprogradazione della LAP persistente più a S (area del M. Nuria, F.358 Pescorocchiano) e ritorna ad essere luogo di sedimentazione prima in *facies* di *slope* e poi di margine, con la deposizione in ordine stratigrafico dei *calcari delle Gole del Velino* (VEL) e dei *calcari ad ellipsactinie* (ELL), entrambi con caratteristiche *shallowing and coarsening upward* (Figg. 24 e 26). Nelle aree di transizione/bacino, fra il Giurassico medio e sup., le PCP vengono colmate e si arriva ad una sostanziale parificazione degli ambienti deposizionali con il bacino. Con l'inizio del Cretacico la deposizione della Maiolica (MAI) appiana gli ultimi dislivelli batimetrici.

PROGETTO CARG

Dal Valanginiano inf. fino al Barremiano inf. la piattaforma si espande ed iniziare a progradare ulteriormente verso N, portando le *facies* più prossimali (*calcari ciclotemici a gasteropodi*, CCG) a sovrapporsi sugli antichi estesi margini ad ellipsactinie e successivi calcari di retromargine del Berriasiano (*calcari a clasti neri e gasteropodi*, CNE) ed a confinare la deposizione marginale (*calcari a coralli e diceratid*i, CCD) su bordi più esterni e ristretti. La progradazione della piattaforma è invece limitata verso O per la probabile persistenza della *linea Ancona-Anzio*.

Questa situazione è interrotta nell'Aptiano basale da due eventi in rapida sequenza, uno regressivo e uno trasgressivo, testimoniati nella zona di piattaforma più interna del M. Giano-M. Gabbia dalla sedimentazione dei *calcari a requienie, caprotine e ostreidi* (RCO) prima e dei *calcari a Salpingoporella dinarica e Charophyte* (CMS) poi. L'inizio della deposizione dei CMS è correlabile con la registrazione di un nuovo evento climatico globale, lo OAE-1a, che determina nuove condizioni anossiche legate ad una fase di riscaldamento globale a seguito dell'immissione di ingenti quantità di CO_2 atmosferica legate a grandi eruzioni vulcaniche (Weissert and Erba, 2004). Questa crisi climatica è regionalmente registrata in bacino con la deposizione del livello Selli, (ritrovato solo in sporadici affioramenti alla base delle *Marne a Fucoidi* (FUC) nel F. Antrodoco), e dalla deposizione di *facies* ricche in orbitolinidi in piattaforma (Bachmann & Hirsch, 2006). Le *Marne a Fucoidi* segnano un periodo di deposizione di sedimenti più terrigeni, al di sopra della *Maiolica*, fino all'Albiano sommitale. In piattaforma si depositano sino all'Albiano sup./Cenomaniano inf. i *calcari ciclotemici a requienie* (CIR) e gli eteropici (di margine) *calcari a rudiste e orbitoline* (RDO).

Durante l'Albiano sup. ed il Cenomaniano l'area di piattaforma Laziale-Abruzzese del Foglio risente fortemente sia delle frequenti forti oscillazioni marine di questo intervallo che degli *stress* tettonici intra-placca legati ai primi movimenti di apertura dell'Oceano Atlantico e convergenza Africa/Europa e relativa chiusura dell'Oceano Ligure-Piemontese. Fino alla base del Turoniano si hanno aree della piattaforma che emergono, o che rimangono sotto l'azione erosiva delle onde, accanto ad aree ancora sede di deposizione marina (Fig. 31), interrotta da eventi emersivi (§ VI.3.19.). Nel Foglio non si formano comunque i tipici orizzonti continentali bauxitici, comuni nella parte più interna della LAP e diffusi nella contigua piattaforma del M. Nuria (F. 358 Pescorocchiano). In bacino e nello *slope* si depositano rispettivamente la *Scaglia Bianca* e la sua *litofacies detritica* (SBI e SBI_a), che testimonia, per la forte presenza di risedimenti, le grosse fluttuazioni agenti sulla piattaforma.

Alla fine del Cenomaniano/base Turoniano si registra una nuova generale crisi anossica delle acque a livello globale (OAE-2), dovuta alla forte risalita del livello marino (probabilmente per l'apertura dell'Oceano Atlantico meridionale) ed al contemporaneo instaurarsi di un clima particolarmente caldo (Farrimond *et*

PROGETTO CARG

alii, 1990). In bacino questa crisi è testimoniata dal formarsi del livello Bonarelli a *blackshale*, mai rinvenuto al tetto della SBI nel F. Antrodoco, forse perché quest'ultima depostasi in un ambiente di *slope* troppo "detritico" o al di sopra della colonna d'acqua con condizioni euxiniche.

Nel Turoniano inf., mentre in bacino si ha l'inizio della deposizione della *Scaglia Rossa* (SAA), l'area esterna della piattaforma (M.ti Gabbia-Boio-Porillo) (Fig. 31) tende ad annegare, con deposizione di *facies* condensate (parte bassa della *scaglia condensata*, SGC) simili alla *scaglia detritica* (SCZ), trasgressive ma paraconcordanti al di sopra dei depositi albiano-cenomaniani. Questa annegamento "incipiente" è probabilmente legato ad una rapida sommersione (e relativa crisi ambientale) della piattaforma, in precedenza emersa o a pelo d'acqua, per motivi contemporaneamente eustatici (picco di risalita del l.m.) e tettonici; quest'ultimi ipotizzabili a causa della contemporanea emersione della parte più interna della piattaforma, con relativa formazione del III livello bauxitico (fuori Foglio). Va sottolineato che in piattaforma, a cominciare dal Turoniano, si verifica anche un importante *shift* da depositi a dominanza aragonitica a depositi a dominanza calcitica (Steuber, 2002) e passaggio, nel Senoniano, da *facies chloroalgal* a *foramol* (Carannante *et alii*, 1997). Ne consegue uno sviluppo di piattaforme carbonatiche aperte (*open-shelves* in Carannante *et alii*, 1997) che caratterizzano la parte alta del Cretacico sup. e da cui derivano architetture deposizionali tipo rampa e possibili formazioni di *shaved-shelf sensu* James *et alii* (1994).

Al passaggio Coniaciano-Santoniano si assiste ad una importante fase tettonica distensiva (o transtensiva) in condizioni regionali di convergenza tettonica. Questa nuova fase tettonica è probabilmente legata all'apertura dell'Atlantico meridionale ed al movimento verso N della placca africana con relativa chiusura dell'oceano Neotetide. Questa tettonica diviene responsabile del definitivo annegamento dello spigolo NO della LAP sia nel suo settore più esterno (M.ti Gabbia-Boio-Porillo) che in quello più interno (M. Giano-M. Nuria), finora produttivo con la deposizione dei *calcari a Radiolitidi* (RDT) (Fig. 31). Le faglie distensive causano una paleo-batimetria molto articolata, con depocentri intrabacinali e alti strutturali ed una sedimentazione diversamente condensata e lacunosa, con geometrie in *onlap* e chiusure in *pintch-out* lungo delle *relay ramps*, sia della *scaglia condensata* (SGC) che delle *scaglie* bacinali SAA, VAS e SCC (Figg. 33, 35 e 36). Si assiste nel Foglio al passaggio da una sedimentazione di *shallow water* di piattaforma annegata ad una di tipo pelagico e/o emipelagico, con forti variazioni laterali di *facies* e di spessore delle unità.

A seguito dello spostamento della piattaforma ancora persistente in aree più a S (fuori Foglio), in bacino diminuiscono nel Cretacico alto gli episodi di risedimentazione bioclastica, ad eccezione di quello di estensione regionale del Campaniano *p.p.*-Maastrichtiano *p.p.*, riconoscibile nelle potenti bancate dei

PROGETTO CARG

calcari cristallini (CTN) all'interno della *Scaglia Rossa*. Questo episodio, pur se in passato ritenuto come conseguenza di un evento tettonico, sembra più legato ad una continua fase regressiva del livello marino in questo periodo e conseguente progradazione della rampa carbonatica.

La tettonica responsabile dell'annegamento della piattaforma durante il Cretacico sup. continua ad avere i suoi effetti nel Paleogene almeno fino alla fine dell'Eocene. Le conseguenze sul *record* sedimentario nel F. Antrodoco sono evidenti sia nelle aree di *slope*/bacino che in quelle di piattaforma annegata, con deposizione di brecce extraformazionali, *slumping*, *debris flows* e frane sottomarine, apertura di filoni sedimentari e formazione di paleoscarpate. Nel Paleocene *p.p.*, in particolare, la tettonica distensiva (o transtensiva) sinsedimentaria porta ad una ancora più evidente frammentazione in blocchi della piattaforma annegata ed all'accostamento di termini diacroni di piattaforma a cavallo delle paleofaglie (di solito i CCD accanto agli RDO). Contemporaneamente, sia nell'area UMS che in quella GS, si verificano spettacolari deposizioni di livelli caotici a frane, *debris flow*, *slumping* e torbiditi, indotte dagli scuotimenti tettonici ("sismobrecce" e "sismotorbiditi") (Figg. 17 e 19). Nell'Eocene sup. un nuovo evento tettonico porta alla riesumazione delle scarpate tettoniche al bordo della piattaforma annegata del M. Giano ed alla deposizione di brecce a clasti anche metrici di RDO all'interno della *Scaglia Cinerea* (SCC) e *scaglia cinerea detritica* (CDZ) nelle zone sabine di raccordo al bacino (Fig. 21). Condizioni del tutto simili sono segnalate in zone della Sabina anche più a S, pur se datate all'Eocene medio (Cipollari & Cosentino, 1995b). In generale tutto il Paleocene sup./Eocene è contrassegnato in bacino dalla forte presenza di biorisedimenti (*scaglia detritica* -SCZ- ricca in macroforaminiferi) di provenienza dalla ormai lontana piattaforma persistente più a S o di provenienza "settentrionale" (piattaforma adriatica?), considerando che la loro quantità non sembra diminuire verso N, come infatti si rileva nel limitrofo F. 337 Norcia (si veda anche Capuano *et alii*, 1988).

Al passaggio con l'Oligocene si verifica un importante raffreddamento climatico globale, con un forte abbassamento del livello marino legato alla glaciazione Antartica, uno *shift* del $\delta^{18}O$ (evento Ol-1 in Zachos *et alii*, 2001), forte diminuzione di speciazione dei foraminiferi planctonici e l'instaurarsi di una sedimentazione decisamente più terrigena. In tutte le aree del Foglio, specialmente in quelle di transizione dei Monti Reatini e dei Monti Rua-Marine-Mozzano, ciò si traduce in un netto passaggio dai depositi ricchi in macroforaminiferi dell'Eocene ai depositi per lo più terrigeni dell'Oligocene (passaggio ben visibile all'interno della *scaglia cinerea detritica*). L'ambiente deposizionale diviene una più omogenea rampa carbonatica, degradante a grandi linee da S verso O e verso N-NE con ancora delle zone batimetricamente rilevate al tetto dei blocchi in precedenza annegati e basculati. Su queste zone si deposita la parte finale della *scaglia condensata* (SGC) o sedimenti di rampa intermedia prossimale simili

PROOFS ONLY

alle calcareniti a macroforaminiferi (*litofacies calcarenitico-calciruditica,* CDZ_a, della *scaglia cinerea detritica*).

Il parziale livellamento delle batimetrie, con graduale colmamento dei paleo-dislivelli tettonici e lo sviluppo di una più uniforme rampa degradante verso O e verso N (Carminati *et alii*, 2007), si accentua a partire dal tetto Oligocene e con maggiore evidenza nel Miocene. Nel Foglio si ha la deposizione dell'*unità spongolitica* (SPT_a/SPT) fino al Burdigaliano sup. *p.p.* e delle *marne con cerrogna* (CRR) sino al Tortoniano *p.p.,* o la deposizione dell'unità CBZ_2, più prossimale ed eteropica delle due (successione del Monte Nuria). Nel Miocene tali differenziazioni deposizionali ed evolutive nel tempo sono conseguenza di molteplici fattori ambientali interessanti la rampa carbonatica, tra cui: a) forti variazioni del livello marino al passaggio Miocene inf. e medio e durante il Langhiano; b) registrazione di un lungo periodo di escursione positiva del $\delta^{13}C$ (*Monterey Carbon Isotope Excursion*, fra 17 e 13, 5 Ma) e del *Middle Miocene Climatic Optimum* (MMCO, 17-14.7 Ma); c) raffreddamento climatico a partire da 14 Ma; d) grosse immissioni di CO_2 a causa del vulcanismo legato alla subduzione appenninica, con un picco, rispetto ai volumi eruttati, tra 21 e 18 Ma (Lustrino *et alii*, 2009), collegato all'attività vulcanica del blocco-sardo corso nel Miocene inf. (Brandano *et alii*, 2015); e) influenza della tettonica regionale e locale dovuta all'inizio e al progredire dell'orogenesi appenninica (Carminati *et alii*, 2007).

Per l'*unità spongolitica* va inoltre considerato che i cambiamenti paleoceanografici che si sono verificati durante il Miocene inf. sono stati frequentemente associati anche all'aumento dell'intensità dell'*upwelling*; i depositi sedimentari silicei sono infatti comunemente interpretati come legati a condizioni di alta fertilità delle acque superficiali derivanti da acque profonde ricche di nutrienti risalenti per attività di *upwelling* (Holbourn *et alii*, 2014).

A causa di tutti questi fattori, fra loro interagenti, deriva come sia spesso difficoltoso riuscire a collegare temporalmente fra loro e con aree esterne al Foglio i motivi delle variazioni litostratigrafiche rilevate nella successione carbonatica miocenica (passaggio da SPT a CBZ_2 o da SPT a CRR); va per altro ricordato che molti dei momenti di forti variazioni nella deposizione lungo la rampa miocenica ancora non sono stati datati in modo univoco nelle varie successioni dell'Appennino centrale (Brandano *et alii*, 2021).

In ogni caso nel Foglio si distingue un'area all'estremo S, confinante con il limitrofo F. 358 Pescorocchiano, dove la rampa miocenica presenta caratteristiche più prossimali e sembra evolvere nel tempo verso condizioni *shallowing upwards* (deposizione dell'unità CBZ_2 al di sopra della SPT nell'area del M. Nuria), come rilevato anche in altre aree più interne della LAP e dello *slope* sabino. Nel resto del Foglio, invece, si assiste ad un passaggio, fra il Miocene inf. e medio, dalla SPT alle CCR, più terrigene e distali.

PROGETTO CARG

Sempre al passaggio fra le formazioni SPT e CRR, nella parte centro settentrionale del Foglio, si registra inoltre un evento regionale da ritenersi principalmente eustatico, testimoniato dalla sedimentazione di un livello particolarmente ricco in selce (Fig. 46). Questo passaggio è coincidente con un deterioramento delle condizioni trofiche ed espansione delle *facies* oligofotiche ed afotiche (Brandano *et alii*, 2017).

Dal Serravalliano la sedimentazione carbonatica nella rampa risente dell'influsso tettonico dato dall'orogenesi appenninica in atto e la parte alta delle CRR tende a divenire sempre più marnosa per un effetto di graduale sprofondamento delle aree esterne all'avanfossa. A partire dal Tortoniano sup. l'area del Foglio viene investita dall'onda orogenetica responsabile della formazione dell'Appennino centrale.

L'orogenesi appenninica è legata in generale al movimento di convergenza Africa/Europa, con relativa microplacca Adria interposta, e della conseguente chiusura del bacino Ligure-Piemontese, ma più in particolare agli effetti prima dello sfenocasma sardo-corso, e poi all'arretramento flessurale dello *slab* Adriatico-Ionico O-immergente ed alla conseguente collisione ensialica Adria/Europa con annessa apertura del bacino tirrenico (Patacca *et alii,* 1990; Faccenna *et alii*, 1996). L'orogenesi, e tettonica compressiva associata, avanza in Appennino da O verso E (Elter *et alii*, 1975) contemporaneamente al formarsi di complesse avanfosse al fronte della catena, e all'instaurarsi alle spalle del fronte di una ennesima tettonica distensiva dovuta a riequilibrio della catena stessa ed all'apertura del bacino di retroarco del Mar Tirreno. Il momento di prima flessurazione del Tortoniano, durante la formazione dell'avanfossa, è testimoniato nel F. Antrodoco dalla sedimentazione dell'*unità argilloso-marnosa* (UAM).

Durante la flessurazione dell'avampaese, per compressione, si attiva però anche una tettonica distensiva lungo i rigidi margini dell'avanfossa in prossimità del *periferal-buldge* (Tavani *et alii*, 2015). Questa fase distensiva è responsabile del formarsi, nelle aree di flesso, di imponenti faglie dirette *early-orogenic (sensu* De Paola *et alii*, 2006) che con il tempo assumono in genere geometrie *peak-displacement*. Si formano quindi paleoalti e bacini confinati minori, di lunghezza limitata ma con rigetti tettonici fra tetto e letto nella parte centrale anche nell'ordine di centinaia o migliaia di metri. Questa fase tettonica si contraddistingue come la fase distensiva con le maggiori dislocazioni presente nel Foglio ed in questo contesto si individua la grossa faglia di Antrodoco, O-S-O-immergente, delimitante il sottobacino confinato di Antrodoco, colmato dal flysch dell'*unita argilloso pelitica* (UAP). Questo sottobacino risulta a sua volta disarticolato dalla presenza di una o più faglie di *release* come quella del F.so di Micigliano.

Altre importanti faglie distensive di questo tipo si formano in altre zone del Foglio, spesso riutilizzando le linee di debolezza coincidenti con le paleofaglie e/o le paleoscarpate giurassiche *sin-rifting* delle PCP (ad es. le faglie del M.

PROGETTO CARG

Boragine, di M. Marine, di M. Caola e di Leonessa), mentre mancano dati certi per la riattivazione della stessa *Linea Ancona-Anzio*.

Nel Foglio l'avanfossa al fronte della catena si individua prima in corrispondenza della UMS, posta più ad O, e poi in corrispondenza della piattaforma annegata e del GS. La prima avanfossa non ha attualmente testimonianza in affioramento e si può ipotizzare di età tortoniana, mentre nelle altre aree (da Antrodoco fino al lago di Campotosto) si forma nel Messiniano inf. (inizio di sedimentazione dell'*unità arenaceo-pelitica*, UAP, e della *formazione della Laga, membro di Campotosto*, LAG_4).

Anche il coinvolgimento in catena delle varie aree del Foglio, almeno inizialmente, segue il normale progredire dell'onda orogenetica (da O verso E), coinvolgendo prima le unità Umbro-Sabine, poi quelle di piattaforma e le unità Gran Sasso-Marchigiane esterne. La catena comincia così a formarsi probabilmente nel Tortoniano sup./Messiniano inf. ad O (Cosentino *et alii*, 2010) e nel Messiniano sup./base Pliocene nel resto dell'area. Nel tempo, però, la deformazione compressiva non segue quasi mai un semplice schema *piggy-back* ma è continuamente complicata, secondo un meccanismo di deformazione progressiva, da attivazioni o riattivazioni in fuori sequenza, fuori tempo, o più probabilmente in *syncronous-thrusting,* delle aree già strutturate. Queste condizioni ricalcano quelle ampiamente documentate nella parte meridionale dell'arco Appennino settentrionale, ovvero la linea Olevano-Antrodoco-Monti Sibillini (OAS) e la parte più occidentale dell'arco del Gran Sasso-M. Mozzano, due dei tre grandi sistemi tettonici che riguardano il F. Antrodoco. Le direttrici tettoniche, pur in una generale e costante spinta compressiva verso ENE (circa N50-70), sono a loro volta fortemente influenzate, nello sviluppo dei *thrust*, dalla direzione ed immersione delle precedenti faglie giurassico-mioceniche e dalla stratigrafia meccanica del *multilayer* sedimentario.

È difficile ipotizzare quando sia stata esattamente la reale prima deformazione e quale fosse la forma della paleocatena nei diversi stadi di attivazione. In base a considerazioni geometriche, sedimentologiche, stratigrafiche e specialmente, alla datazione dei primi sedimenti di avanfossa o di *thrust-top*, si può comunque con una certa approssimazione definire il *timing* di deformazione dei grossi *thrust* attualmente visibili in campagna. Nel Foglio tutti i maggiori ultimi sistemi di accavallamento presenti (*thrust* del M. Gabbia-M. Calvo, grandi archi del Gran Sasso-M. Mozzano e dell'Appennino settentrionale/OAS) sono plausibilmente databili al Pliocene inf.

La tettonica compressiva agisce comunque deformando un *multilayer* già fortemente disgregato in alti e bassi dalla tettonica sinsedimentaria. I *thrust* e i loro relativi tratti in rampa, in *flat* o in retroscorrimento, sono condizionati nella geometria di propagazione e nello stesso meccanismo deformativo dalla orientazione ed immersione delle precedenti faglie dirette (Di Domenica *et alii*,

PROGETTO CARG

2014). Si individuano sia grosse forme di inversione tettonica positiva dei sistemi distensivi circa meridiani, sia, più di frequente, tagli, piegamenti e rotazioni delle paleofaglie a direzione appenninica o E-O (Figg. 95, 96 e 100). In particolare, l'antica linea di separazione verso N-NE fra la LAP ed il GS, già in parte ripresa durante la tettonica cretacico-paleogenica di annegamento della piattaforma, sembra favorire in qualche modo l'enucleazione del *thrust* del M. Gabbia-M. Calvo (almeno lungo il suo tratto meridiano), con sovrascorrimento verso E-NE dello spigolo della piattaforma carbonatica. La precedente separazione piattaforma-bacino non è però né integralmente né esattamente ripresa dalla tettonica compressiva, essendo i due sistemi immergenti in direzioni opposte. Le precedenti faglie dirette cretacico-paleogeniche sono tagliate e ruotate dal *thrust* o dalla piega per propagazione di faglia in avanzamento (Fig. 95), contribuendo a creare un intricato *pattern* strutturale di superficie, successivamente ancor più complicato dalla tettonica distensiva post-orogenetica. Anche la linea OAS, che attraversa tutto il Foglio da N a S e limita attualmente verso E il Dominio UMS, si forma sfruttando l'antica *Linea Ancona-Anzio* giurassica, invertendo gli antichi rapporti topografici e tettonici fra LAP e UMS. Le *facies* di bacino/*slope* dei Monti Reatini si accavallano sia sulle strutture della LAP che sul GS, sia, infine, sui termini di avanfossa che chiudono la successione sedimentaria di entrambe le unità (unità UAP e LAG). Le spinte legate alla messa in posto della linea OAS sembrano virgare ed influenzare anche le altre grandi strutture prima citate (*thrusts* M. Gabbia-M. Calvo e Gran Sasso-M. Mozzano) e si può quindi ipotizzare che siano le ultime ad essersi attivate.

Per ciò che riguarda le entità dei sovrascorrimenti citati, la loro quantificazione è ancora molto incerta. In mancanza di una sismica locale di buona definizione, dal dato oggettivo, sono stati in passato ipotizzati, per ognuno dei *thrust* sopra citati, raccorciamenti variabili fra loro per fattori da 1 a 10 (da pochissimi chilometri a decine). Si può comunque dire che in superficie solo pochi degli accavallamenti studiati nel Foglio sembrano causare importanti rigetti stratigrafici fra tetto e letto. Inoltre, la imponente tettonica diretta *pre* e *sin-thrusting* costringe molto spesso a ridimensionare i valori di accavallamento quando si bilanciano le sezioni interpretative. Tuttavia, la presenza in profondità di importanti tratti in *footwall-flat* lungo i *thrust,* come abbastanza visibile nelle poche linee sismiche disponibili, e lo stile deformativo di preferenza del tipo *buckle-folding* e *fault-propagation folding* o *progressive rollover fault-propagation folding*, con successivo *breakthrough faulting e detachement faulting*, sottintendono ad accavallamenti ben maggiori, specie in profondità, di quanto visibile in superficie. Sia i dati locali di pozzo (Antrodoco1) che i dati regionali di sismica profonda e perforazione, infatti, testimoniano necessariamente sovrapposizioni tettoniche, in profondità, anche di numerosi chilometri (Ghisetti & Vezzani, 1988; Mazzoli *et alii*, 2005; Porreca *et alii*, 2018; Buttinelli *et alii*, 2021).

PROOF NOT FOR CIRCULATION

L'assetto paleogeografico che in definitiva si determina alla fine della fase compressiva e all'inizio del sollevamento della catena (Pliocene sup. e inizio Pleistocene) doveva comunque essere ancora molto diverso dall'attuale. L'attuale assetto morfologico nell'area del Foglio si delinea infatti nel Pleistocene, quando l'onda orogenetica in ulteriore spostamento verso E lascia posto all'instaurarsi della tettonica distensiva post-orogenetica, legata in Appennino all'apertura del bacino di retroarco Tirrenico (Gueguen *et alii*, 1997) e/o al collasso dell'orogene (Decandia *et alii*, 1998), contemporanea ad un forte *uplift* della catena forse legato ad un *upwelling* del mantello astenosferico (D'Agostino *et alii*, 2001). Le neofaglie distensive, ad andamento preferenziale NO-SE o NNO-SSE, tagliano e/o riattivano e invertono sia le precedenti linee distensive che i sovrascorrimenti. Nel caso di riattivazione di paleofaglie distensive (ad es. le faglie del M. Boragine o di M. Marine nel Foglio) ciò implica una "cattura" da parte delle neofaglie quaternarie, in enucleazione dal basso, delle faglie pre-orogeniche che si trovano "decapitate" all'*hangingwall* dei *thrust* (Figg. 98 e 125). Nel caso di inversione dei *thrust* si ha riutilizzo in tutto, o solo in profondità, dei piani di scollamento (Stendardi *et alii*, 2020; Buttinelli *et alii*, 2021) ma si potrebbero anche avere casi di ripartizione, da parte dello stesso piano di sovrascorrimento, di diverse aree in distensione (Pizzi & Galadini, 2009 e Di Domenica *et alii*, 2012). Alcune faglie distensive nel F. Antrodoco sembrano virgare anch'esse da NO-SE a N-S avvicinandosi alla OAS (come la faglia Sigillo-Vallemare) o avere in origine già un andamento N-S, come all'interno dei Monti Reatini, testimoniando un probabile riutilizzo preferenziale di vecchie linee compressive e distensive dallo stesso andamento.

La tettonica distensiva pleistocenica causa in ultimo il formarsi di bacini intermontani più o meno estesi, legati all'azione di faglie ad andamento appenninico sia SO che NE-immergenti e delle faglie antitetiche e di trasferimento ad esse correlate.

La tettonica quaternaria nel F. Antrodoco ha determinato in particolare l'impostazione ed evoluzione di cinque bacini intermontani: la conca di Leonessa, legata all'azione della faglia omonima; la conca di Bacugno, legata alla faglia del M. Boragine; la conca di Montereale, legata alle faglie di Capitignano e di San Giovanni; la conca di Pizzoli-Barete, legata all'attività della faglia di M. Marine; la conca di Cascina, legata alla faglia del M. Caola/M. Calvo (Fig. 124). I potenti spessori di depositi continentali sedimentati in questi bacini intermontani testimoniano tassi di deformazione tettonica consistenti ma probabilmente da ridimensionare rispetto a quelli spesso ipotizzati in passato senza tener conto che molto del rigetto di queste faglie sia in realtà sin-sedimentario giurassico e/o miocenico.

L'attività anche recente delle faglie quaternarie di San Giovanni e di M. Marine è stata riconosciuta attraverso indagini paleosismologiche che hanno permesso di stimare per il sistema di faglie di Montereale (faglia di San Giovanni e la faglia di

PROGETTO CARG

Capitignano) una magnitudo attesa superiore o uguale a 6.0 (Cinti *et alii*, 2018) e per la faglia di M. Marine 6.67 (Rovida *et alii*, 2022).

PROGETTO CARG

X - SISMICITÀ

Il territorio del F. 348 Antrodoco ricade in un'area sismicamente molto attiva ed è stato storicamente sede di terremoti distruttivi che hanno raggiunto Magnitudo macrosismica M_w 6.67 ed Intensità I_0 10 MCS (Rovida *et alii*, 2022). La Fig. 132 mostra uno stralcio del Catalogo Parametrico dei Terremoti Italiani (CPTI15 v4.0) in cui sono riportati gli epicentri di eventi sismici con magnitudo ≥ 4.0 avvenuti dal 1000 al 2020. Il terremoto più forte è quello del 2 febbraio 1703 (I_0=10; M_w=6.67). Molti altri eventi, localizzati al di fuori del Foglio, hanno superato Magnitudo 6, tra cui i maggiori sono quelli del 1298, 1328, 1461, 14/01/1703, 06/04/2009 e 30/10/2016.

Gli eventi di maggior importanza avvenuti in prossimità o entro il Foglio vengono di seguito descritti singolarmente, partendo dai più distruttivi nell'area epicentrale.

14 gennaio 1703

Il terremoto del 14 gennaio 1703 (I_0=11; M_w=6.92) (Rovida *et alii*, 2022) fa parte di una sequenza sismica di molti eventi che colpirono l'Italia centrale (e quindi risentiti nel Foglio), da Camerino a Roma, tra cui quello di Cittareale del 16 gennaio 1703 (I_0=8; M_e=6) (Guidobon *et alii*, 2018; 2019) e quello di L'Aquila del 2 febbraio 1703 (I_0=10; M_w=6.67) (Rovida *et alii*, 2022).

2 febbraio 1703

La scossa del 2 febbraio 1703 (I_0=10; M_w=6.67) (Rovida *et alii*, 2022), con epicentro nell'area Aquilana, devastò 10 località e distrusse 44 paesi in un'area di 19.000 km^2 circa, con danni in un territorio di 27.000 km^2.

A proposito di questo evento il Parrozzani (1887) scrive: "*Si videro da un*

PROGETTO CARG

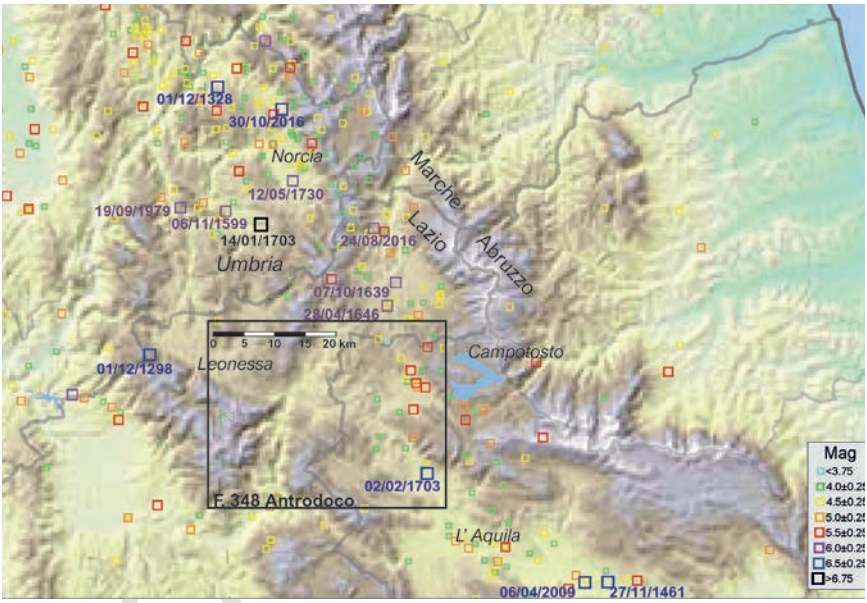


Fig. 132 - *Eventi sismici con magnitudo ≥ 4.0 avvenuti dal 1000 al 2020 nell'area del F. 348 Antrodoco (da Catalogo Parametrico dei Terremoti Italiani CPTI15 v4.0 (*Rovida et alii, *2022).*

cappuccino, in sito tra Fano e Montereale, scuotere con veemenza quattro di quei colli, e rotolare sassi molto grandi, e poco dopo nella valle fra essi, aprire una voragine. Nel basso appiè delle Ville di Fano tre impetuose lavine formarono un lago che sul finire del giorno svanì. In Cittareale il tremoto fu quasi diuturno con varie e continue scosse. ... Ai confini del tenimento si fendette il terreno per lo spazio di un miglio e mezzo".

Questi effetti sono stati localizzati da Blumetti (1995) (Fig. 133).

Parrozzani (1887) riporta inoltre che: *"Nella montagna di Ornaro, tra la villa di Laculo e Sigillo, a venti miglia dall'Aquila, alla sommità della montagna, in cui è quel piano circondato da rocce quasi a foggia di muraglie, si aprì una voragine, larga venti canne, lunga venticinque e profonda più di trecento, e ne uscì fuoco e poi gran fumo, e di tanto in tanto replicò l'eruttazione per tre giorni. Vi si sono osservate nell'interiore tre bocche, e gettando in esse quantunque mediocre sasso cagiona rimbombo con tremore, come di grossa cannonata. Si vuole che il fondo misurato con funi, dalle quali pendeva all'estremità palla di molto peso, avesse oltrepassato il livello del Fiume, che scorre a piè di essa montagna. Nelle stesse vicinanze nacque pure un laghetto che andava sempre dilatando".* Questo



Fig. 133 - *Localizzazione dubitativa (tutte e tre le tracce sembrano ugualmente probabili) di una frattura prodotta dalla scossa del 2 febbraio 1703 nei pressi di Ville di Fano, descritta da* Parozzani *(1887) e localizzate da* Blumetti *(1995). Le frecce indicano la localizzazione dei quattro colli che "in sito tra Fano e Montereale" si videro "scuotere con veemenza"*

effetto è riportato da Baratta (1901), che scrive: "*Tra i fenomeni di indole geologica occasionati dalla scossa del 2 febbraio, è sopra ogni altro degno di esser ricordata la voragine apertasi nei pressi de Monte Ornaro vicino a Sigillo* …" (Fig. 134). Blumetti (1995) interpreta la voragine come una dolina di crollo e ne individua la posizione (Fig. 135).

Uria de Llanos (1703) scrive*: "Il Luogo di Colle, che faceva duecento fuochi è totalmente distrutto con morte di quasi tutti li habitanti… Una montagna detta del Grillo, territorio di detto Luogo di Colle, si è occultata, una gran fontana che stava nella cima di un'altra Montagna appresso quella del Grillo si è abbassata grandemente: E altre due Montagne più inferiori in detto Territorio se ne è fatta una, e la Terra si aprì circa due miglia…Il luogo di Pizzoli cadde la maggior parte, e quello che di esso restò è inhabitabile, morirono in tal ruina duecento persone, duecento feriti, & una Montagna in detto Sito chiamata Ritillano si aprì, e si è ridotta impraticabile. Vicino al Mulino di detto luogo, in un fiumicello, si sono aperte due Bocche in distanza di sessanta passi l'una dall'altra le quali nell'aprirsi buttarono Cannelli di Acqua Solfurea con gran vehemenza, gettando quantità di Pietre, seguitando dette bocche a buttare Acqua Solfurea con gran strepito"*. Quest'ultimo effetto viene interpretato come un fenomeno di liquefazione, mentre in località Pian di Rotigliano Blumetti (1995) ipotizza si sia riattivata una faglia (Fig. 136). Gli effetti descritti per il luogo di Colle sono stati localizzati da Blumetti (1995) nella zona di faglia che

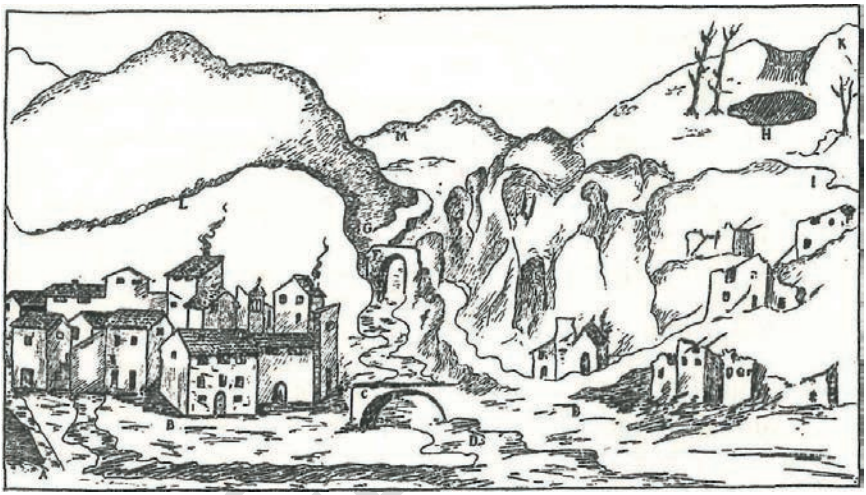


Fig. 134 - *Localizzazione della voragine apertasi durante le scosse del 2 febbraio 1703 nei pressi di Sigillo (indicata con "H" nel disegno) (da* Baratta, *1901).*

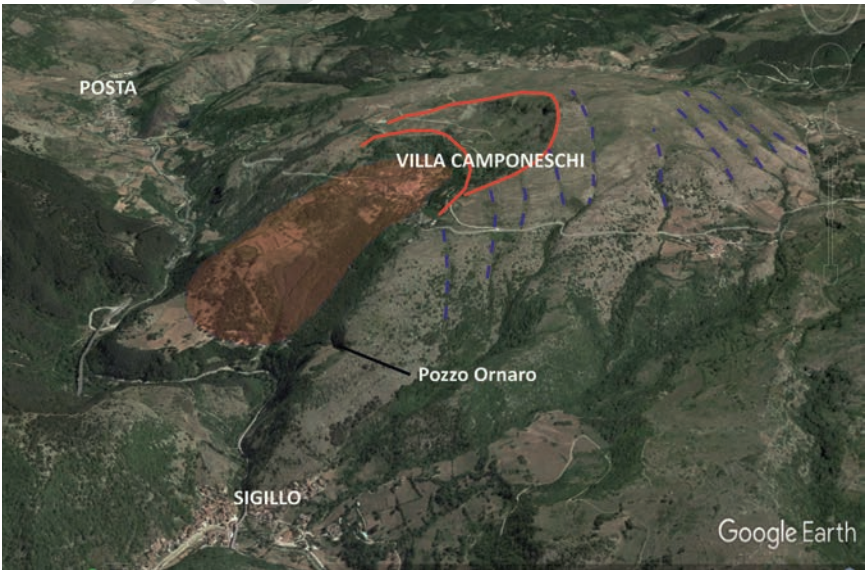


Fig. 135 - *Immagine Google Earth della DGPV e della paleofrana di Villa Camponeschi, descritte nel dettaglio nel § XI 1.2.. Le linee a tratteggio viola evidenziano le caratteristiche trincee della DGPV, le linee rosse le principali corone della grande frana rototraslazionale, che rappresenta lo stadio terminale dell'evoluzione della DGPV. Fra gli effetti prodotti dalla scossa del 2 febbraio 1703, localizzati da* Blumetti *(1995), vi sono la riattivazione della frana e l'apertura della voragine del Pozzo Ornaro, descritta nelle cronache coeve all'evento.*



Fig. 136 - *Localizzazione di alcuni effetti prodotti dalla scossa del 2 febbraio 1703 nei pressi di Colle e Pizzoli, descritti da De Llanos e localizzati da* Blumetti *(1995). L'area racchiusa nel cerchio tratteggiato in arancio è quella di effetti interpretati come gravitativi.*

da Pizzoli arriva ad Arischia (Fig. 136). Gli studi paleosismologici che hanno interessato questa zona di faglia confermano la dislocazione cosismica del 1703 (si veda § VIII 3.3.1.2.).

Uria De Llanos (1703) continua scrivendo: "*Il Luogo di Posta, che faceva mille seicento Anime, ne foro morti cinquecento, e quattro… Per la strada da detto luogo a quello di Antredoco si vedono infinità di pietre assai grandi, che si sono distaccate dalle Montagne, e si vede pure un lago picciolo, che prima non vi era, che butta acqua in quantità; e nella cima della Montagna vi era un piano di larghezza di due are, quale si è slargato in tanta distanza, che appena si puole arrivare a discoprirli con la vista*". Quanto descritto da De Llanos è stato interpretato da Blumetti (1995) come la riattivazione della grande frana e della DGPV di Villacamponeschi (§ XI 1.2) (Fig. 135).

8 ottobre 1639 e 28 aprile 1646

Poco al di fuori del Foglio un terremoto con I_0=9-10 e M_w=6.21 ha colpito Amatrice nel 1639 (Rovida *et alii*, 2022). Secondo il CFTI5Med si tratta, in realtà, di due eventi avvenuti l'8 ed il 15 ottobre, entrambi con I_0=10 e M_e di 6.1 e 6.2, rispettivamente. I terremoti distrussero molte Ville di Amatrice e risentimenti

si ebbero in diverse città dell'Appennino centrale, tra cui L'Aquila, Ascoli Piceno e Rieti (Tiberi, 1639). Il 28 aprile 1646, nuovamente, una forte scossa (I_0=9 e M_w=5.9) colpì le località amatriciane, causando ulteriori distruzioni a Scai e Torrita e ad Amatrice.

Secondo Galli *et alii* (2016) e Lavecchia *et alii* (2016), la struttura che ha generato l'evento del 1639 è la stessa che ha generato l'evento del 24 agosto 2016.

6 aprile 2009 e 27 novembre 1461

Il terremoto del 6 aprile 2009 (I_0=9-10; M_w=6.29-Rovida *et alii*, 2022) ha provocato la distruzione di numerosi centri dell'Aquilano e oltre 300 vittime.

L'evento ha provocato fagliazione in superficie per lunghezze variabili (da 3 a 20 km a seconda degli autori), lungo il versante nordorientale della Valle dell'Aterno, attivando il sistema di faglie Paganica-San Demetrio, indicato come anche responsabile del terremoto del 27 novembre 1461 (I_0=10; M_w=6.5, Rovida *et alii*, 2022).

La sequenza sismica del 2016-2017

La sequenza sismica è iniziata il 24 agosto 2016 con un evento di magnitudo momento M_w=6.18, con epicentro ad Accumoli. Nello stesso giorno ha fatto seguito un evento di M_w=5.55, con epicentro nel territorio di Norcia. Il 26 ottobre altri due terremoti di magnitudo M_w 5.51 e 6.07 sono avvenuti, rispettivamente, a Castelsantangelo sul Nera e Ussita. L'evento più forte della sequenza, che ha raggiunto M_w 6.61, è avvenuto il 30 ottobre a Norcia (PG). Tra gli eventi minori di questa sequenza sismica sono certamente da ricordare quelli del 18 gennaio 2017 localizzati nel Bacino di Montereale, con 4 eventi nell'arco di poche ore di M_w compresa tra 5.2 e 5.7 (Fig. 137).

Per l'intera sequenza fino al 31 gennaio 2017 sono stati registrati nell'area epicentrale, che si estende per circa 80 km di lunghezza e 20-25 km di larghezza, più di 52.000 eventi (Civico *et alii*, 2018), di cui 9 con $M_w \geq 5.0$, 59 con M_w tra 4.0 e 5.0, e quasi 1000 eventi con M_w tra 3,0 e 4,0.

Per quanto di magnitudo ed intensità molto minore dell'evento del 30 ottobre (M_w=6.61), fu il terremoto del 24 agosto (M_w=6.18) a provocare tutte le vittime ed i feriti, nonché gran parte delle distruzioni, almeno nelle località meridionali dell'area mesosismica.

Sia la scossa del 24 agosto che quella del 30 ottobre hanno prodotto un'estesa fagliazione superficiale, per la descrizione della quale si rimanda alle N.I. del F. 337 Norcia.

PROGETTO CARG

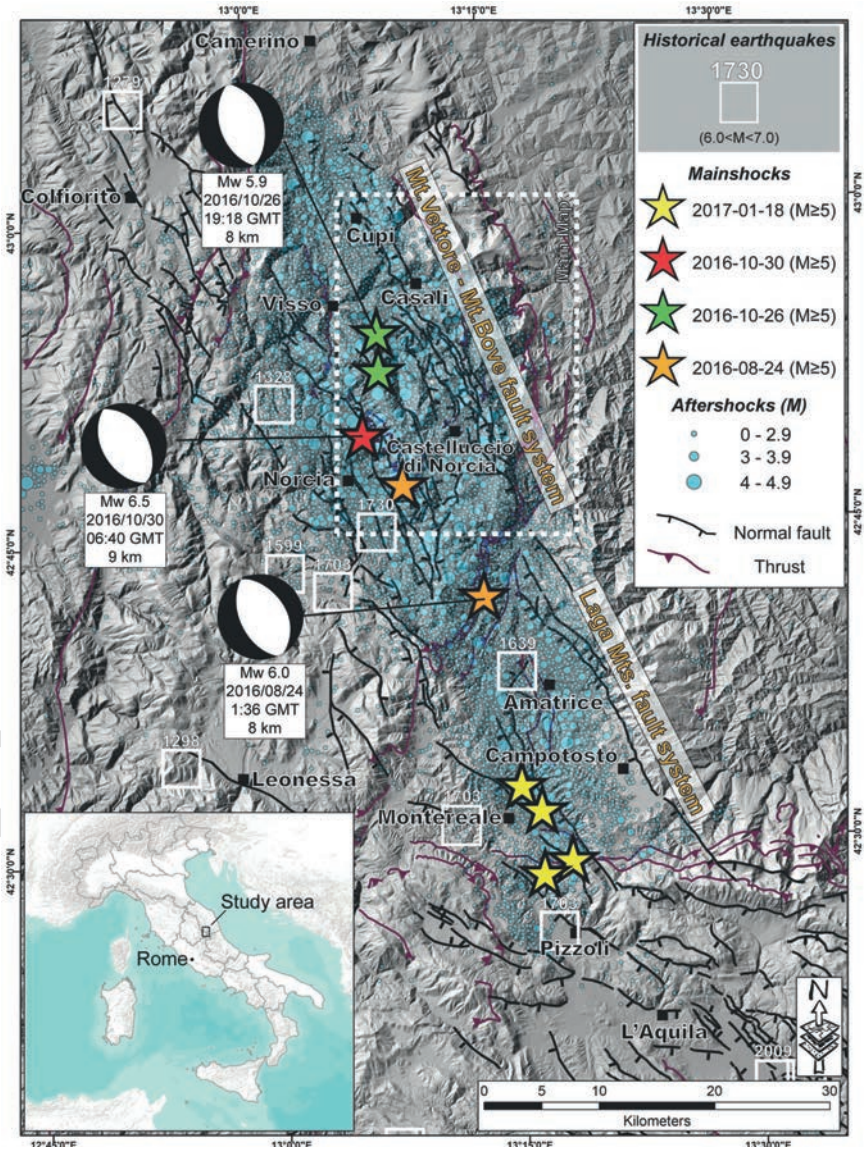


Fig. 137 - *Sequenza sismica del 2016-2017 (da Civico* et alii, *2018).*

PROGETTO
CARG

PROGETTO CARG

XI - ELEMENTI DI GEOLOGIA APPLICATA

1. - FENOMENI DI DISSESTO

1.1. - Fenomeni franosi

Nell'area del Foglio, all'interno di uno studio di suscettibilità per instabilità di versante (Chiessi *et alii*, 2018), sono stati censiti circa 400 fenomeni franosi che interessano in totale il 2% della sua estensione, prevalentemente rappresentati da frane complesse, crolli e scivolamenti traslativi, e in misura molto ridotta da scivolamenti rotazionali e colamenti. Le frane complesse, gli scivolamenti ed alcuni colamenti si sviluppano tipicamente nei litotipi più pelitici della *formazione della Laga* (LAG), dell'*unità arenaceo-pelitica* (UAP) e dell'*unità argilloso marnosa* (UAM), mentre i crolli si originano lungo le pareti impostate nelle unità carbonatiche, nelle bancate arenacee delle unità terrigene ed in alcuni depositi quaternari cementati. Si riconoscono inoltre numerosi fenomeni di *debris flow* localizzati lungo le aste torrentizie, in particolare quelle che solcano i versanti orientali del Gruppo del M. Terminillo. In alcuni casi i fenomeni franosi, per lo più di crollo, minacciano i centri abitati e la rete viaria, come nel caso della via Salaria (SS4) in corrispondenza delle Gole del Velino o della statale Picena (SS17) nelle Gole di Antrodoco.

Nel Foglio geologico sono stati cartografati solo gli accumuli franosi di dimensioni e spessori significativi. Questi sono solo in parte attivi o riattivabili nelle condizioni morfoclimatiche attuali. I depositi di frana di dimensioni più rilevanti sono invece per lo più riconducibili a paleofrane prodotte in condizioni morfo-climatiche molto diverse dalle attuali (Piano Florenzano, Santi Vatillo, Micigliano) o originate nel Pleistocene sup. e poi solo in parte riattivate in tempi

recenti (Valle delle Cafasse, Villa Camponeschi, Le Schiazze, Fosso dei Maiori). Fra i depositi di frana di neoformazione i più estesi si sviluppano a S dell'abitato di Micigliano; in località Marmorale; presso Antrodoco e sul fianco destro della valle delle Cafasse, a SE del bacino di Montereale.

1.2. - La DGPV di Villa Camponeschi

Nel settore centro-occidentale del Foglio, nel comune di Posta, il versante che si estende fra il M. Falascone e la Valle del Fiume Velino e su cui insistono gli abitati di Villa Camponeschi, Sigillo, Laculo, Prata di Laculo e Valle Marcone, presenta numerose evidenze geologiche e geomorfologiche riconducibili alla presenza di una DGPV (Blumetti *et alii*, 2014) (Fig. 135). Il fenomeno possiede i requisiti dimensionali delle DPGV (Dramis *et alii*, 1995) in quanto interessa il substrato roccioso per spessori superiori a 100 m, ha un'estensione di circa 8.5 km^2 e un volume dell'ordine della decina di km^3. Inoltre, la porzione superiore del rilievo del M. Falascone e del M. Poponi è interessata da vallecole trasversali che, non seguendo l'andamento della stratificazione o dei lineamenti tettonici, rappresentano probabilmente tagli o trincee sviluppate in corrispondenza dell'emersione di piani di movimento. Si osservano inoltre contropendenze, sdoppiamenti di cresta e caratteristiche doline in cresta. Nella porzione medio-bassa si nota il tipico rigonfiamento (*bulging*) del pendio verso l'esterno. Questo rigonfiamento ha probabilmente causato l'anomalo contatto in direzione NNE-SSO, presente lungo la Valle del Velino da Posta a Casale Valenzano, fra le formazioni cretacico-mioceniche della successione Monte Giano-Monte Gabbia. Questo contatto nel Foglio è stato segnato, per mancanza di un simbolo adeguato, come contatto tettonico generico, pur avendo secondo questa interpretazione un'origine non strettamente tettonica.

Nella porzione intermedia ed inferiore del rilievo si è sviluppata una grande frana roto-traslazionale, la cui scarpata di frana principale culmina con i 1253 m s.l.m del M. Poponi. La zona di distacco di questo movimento franoso ha un'estensione di 270 ettari ed è caratterizzata da due scarpate secondarie che delimitano alcuni gradini di frana, il principale dei quali ospita l'abitato di Villa Camponeschi, oltre a diversi piani di taglio subcircolari. La zona di accumulo si estende per oltre 700 ettari e termina su un ripiano di erosione, che rappresenta un antico fondovalle, posto 80 metri al di sopra del fondovalle attuale. Si tratta pertanto di una paleofrana riferibile al Pleistocene sup. (§VII 7.1.). Riattivazioni del movimento franoso sono avvenute diverse volte in occasione di forti terremoti, come il ben documentato terremoto del 1703, determinando lo sbarramento della Valle del Velino, l'interruzione dell'antica via Salaria e l'isolamento dell'abitato di Posta e delle sue frazioni (Baratta, 1901; Blumetti, 1995).

PROGETTO CARG

Un secondo fenomeno franoso, antico e alquanto rimodellato dall'erosione, si riconosce nel settore meridionale della DGPV a S di Sigillo, nell'area fra il Fosso San Pietro e Le Schiazze (§VII 7.1.). Sono inoltre presenti accumuli di frana di estensioni più ridotte ed evoluzione recente, riconducibili a crolli e scorrimenti di porzioni del vecchio accumulo di frana.

La DGPV si sviluppa prevalentemente nell'*unità spongolitica* (SPT), costituita da *packstone* e *grainstone* con intercalazioni di marne e marne calcaree fogliettate, localmente rappresentata da calcareniti e calciruditi della *litofacies a micriti avana e macroforaminiferi* (SPT_a) in cui è particolarmente sviluppato il carsismo, e nei litotipi di *slope*/bacino prossimale appartententi alla successione del Monte Giano-Monte Gabbia.

La deformazione sembrerebbe pertanto essere stata favorita dalla presenza di alternanze di litotipi calcarei e marnosi, dalla presenza a vari livelli di rocce carbonatiche soggette a fenomeni di dissoluzione carsica, dalla giacitura prevalente che varia da franapoggio a traversopoggio con inclinazione minore del pendio, oltre che da numerose discontinuità tettoniche di direzione compresa fra NNO-SSE e O-E.

2. - IDROGEOLOGIA

Molte delle informazioni contenute in questa sezione fanno riferimento a Conte *et alii* (2018), in cui sono riportati una versione preliminare della Carta Idrogeologica dell'area del F. Antrodoco e maggiori informazioni riguardo l'idrogeologia (a cui si rimanda).

L'assetto idrogeologico delle aree delle dorsali carbonatiche appenniniche è caratterizzato da estesi acquiferi, la cui permeabilità è molto elevata per fessurazione e carsismo (*e.g.* Petitta, 2006). Questi acquiferi, tra i più importanti dell'Appennino, alimentano sorgenti basali ubicate nelle zone più depresse, dove l'acquifero è tamponato da sedimenti a permeabilità più bassa.

I terreni carbonatici affioranti hanno ruolo di aree di ricarica delle risorse idriche disponibili nei diversi domini idrogeologici.

I complessi idrogeologici sono stati distinti sulla base del grado di permeabilità relativa e delle loro altre caratteristiche idrogeologiche secondo quanto previsto dalle linee guida di ISPRA-Servizio Geologico d'Italia (2018). I principali complessi idrogeologici definiti (dall'alto verso il basso) sono i seguenti (Fig. 138):

1) Complesso delle alluvioni (Quaternario). Basso grado di permeabilità relativa. È caratterizzato da acquiferi di importanza variabile. Comprende anche i depositi lacustri/palustri, le *litofacies* vulcanoclastiche e i suoli.
2) Complesso conglomeratico-sabbioso e detritico (Pliocene sup.-Pleistocene).

PROGETTO CARG

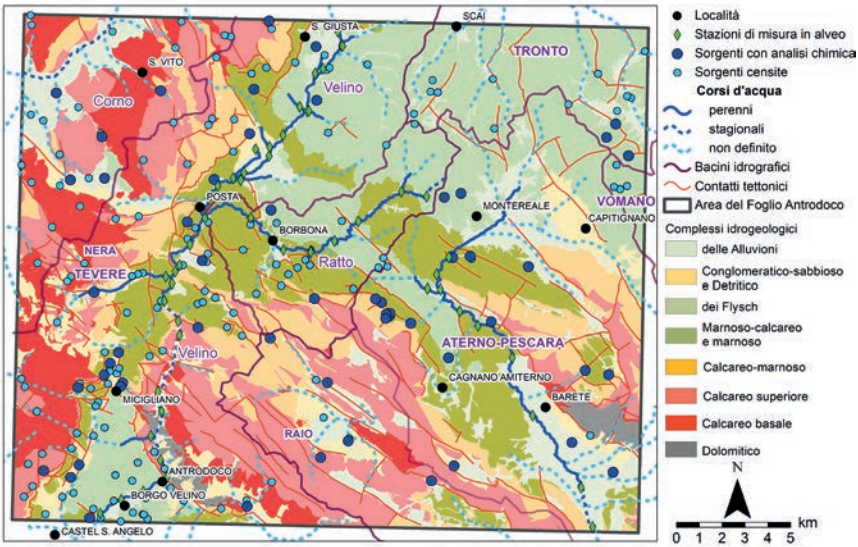


Fig. 138 - *Schema idrogeologico dell'area del F. Antrodoco con i principali corsi d'acqua, sorgenti e i complessi idrogeologici riconosciuti (da* Conte et alii, *2018).*

Grado di permeabilità relativa medio. Ospita acquiferi locali.

3) Complesso dei flysch terrigeni (Miocene sup. *p.p.*). Basso grado di permeabilità relativa. Ospita negli orizzonti maggiormente permeabili acquiferi sospesi di importanza locale.
4) Complesso marnoso-calcareo e marnoso (Eocene sup.-Miocene sup. *p.p.*). Basso grado di permeabilità relativa. I litotipi a più elevata permeabilità possono ospitare limitati acquiferi di importanza locale.
5) Complesso calcareo-marnoso (Cretacico inf.-Eocene medio). Grado medio di permeabilità relativa. Ospita acquiferi di importanza locale, spesso sospesi su terreni marnosi.
6) Complesso calcareo superiore (Giurassico medio-Cretacico inf.). Alto grado di permeabilità relativa. È interessato dalla presenza di acquiferi sospesi.
7) Complesso calcareo basale (Giurassico inf.). Alto grado di permeabilità relativa per fratturazione e carsismo. Ospita un acquifero regionale basale di elevata produttività.
8) Complesso dolomitico (Triassico). Basso grado di permeabilità relativa. Generalmente rappresenta *l'aquiclude* basale del sistema idrogeologico regionale.

Nel F. Antrodoco è possibile distinguere le strutture idrogeologiche riportate in

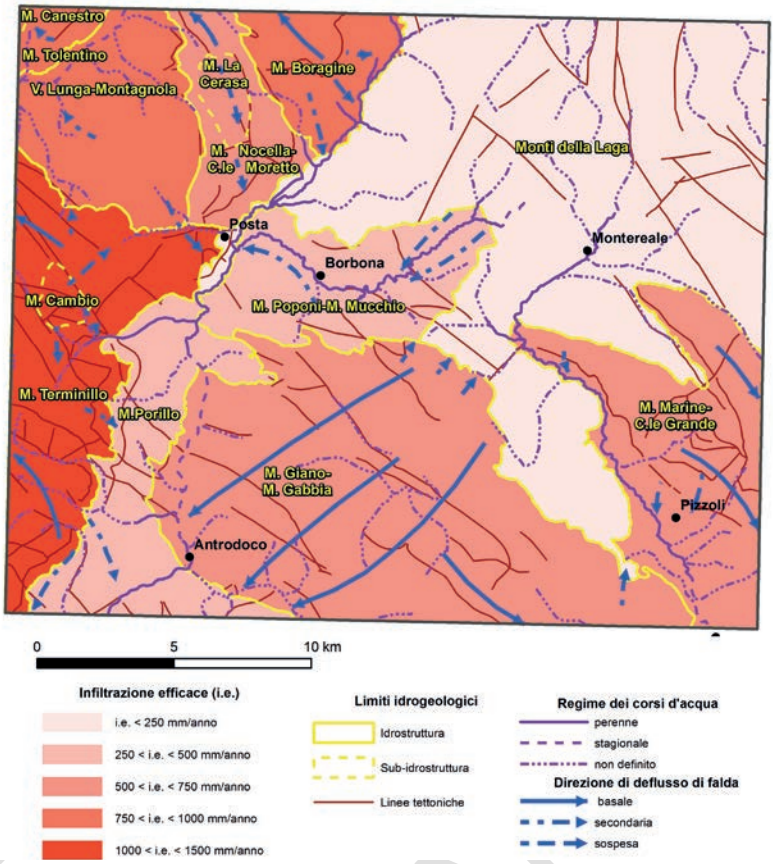


Fig. 139 - *Schema delle idrostrutture dell'area del Foglio Antrodoco e valori di infiltrazione efficace loro assegnati (da* Conte et alii*, 2018).*

Fig. 139. In estrema sintesi, riguardo al bilancio idrogeologico di queste strutture, si è spesso riscontrato un travaso di risorsa idrica sotterranea, recapitata verso l'acquifero regionale basale residente nelle *facies* carbonatiche di piattaforma fratturate e carsificate e/o verso altri sistemi acquiferi, contribuendo alla portata di sorgenti puntuali e lineari di più bassa quota (situate fuori dal Foglio: Peschiera, Conca di S. Vittorino, versante NO del M. Velino, versante SO del Gran Sasso). Il quadro idrodinamico descritto è in accordo con quello definito finora da vari autori (*e.g.*, Celico, 1983; Boni *et alii*, 1986a, 1988, 1995; Capelli *et alii*, 2012; Conte *et alii*, 2018).

Nel F. Antrodoco sono presenti alcune opere idrauliche del sistema idroelettrico del Velino-Nera. L'opera più a monte è la traversa fluviale del F. Velino a Posta,

che deriva circa 200 l/s verso il Bacino idrico del Ratto, da cui in sotterraneo quantità variabili di acque (circa 200-350 l/s) vengono convogliate alla Centrale idroelettrica di Sigillo per poi essere in parte cedute al Velino e per il rimanente inviate alla conduttura che, insieme a quelle provenienti dai laghi del Turano e del Salto, fa loro proseguire il percorso fino alla Centrale idroelettrica di Cotilia.

Altre derivazioni minori per sistemi idroelettrici locali sono presenti nell'ambito del Fosso dei Maiori (Comune di Micigliano).

3. - ATTIVITÀ ESTRATTIVE E DISCARICHE

Le attività estrattive interessano per lo più i depositi carbonatici, marnosi e dolomitici, si tratta quindi di attività di II categoria (i.e. cave).

Numerose cave attive sono presenti nella provincia dell'Aquila e in quella di Rieti. Una trentina sono quelle abbandonate, per lo più riutilizzate come discariche o come depositi di materiali di risulta o di altro materiale d'incerta categoria (es. cava di calcare-calcare marnoso attualmente utilizzata come discarica autorizzata di RSU nel comune di Capitignano). Raramente regimate o soggette ad opere di ripristino ambientale, presentano in alcuni casi la messa in opera di piantumazione, mentre altre sono state ricoperte da vegetazione spontanea.

Le attività presenti nella zona abruzzese interessano i seguenti comuni: Pizzoli, Barete, Capitignano, Montereale, Termine e Cagnano Amiterno.

Nell'area tra Pizzoli e Barete le attività, per lo più abbandonate e di elevato impatto ambientale, si trovano ai piedi della dorsale calcareo dolomitica dei M.ti Marine, Solagna e Mozzano. Impostate su dolomie e calcari dolomitici bianchi, spesso brecciati, farinosi e/o detritici, per lo più lungo valloni dall'aspetto pseudocalanchivo, si presentano in forte stato di degrado. In alcuni casi si osservano tentativi di recupero attraverso piantumazione, mentre la gran parte dei piazzali è utilizzata come deposito di RSU o è occupata da materiali di risulta. Lungo i versanti di scavo sono visibili diffusi processi erosivi, anche molto accentuati, legati alla scarsa cementazione del materiale litoide. Proprio lo stato geomeccanico dei depositi, soprattutto in seguito ad eventi pluviometrici particolarmente intensi, provoca lo scarico di materiale detritico lungo i canaloni delle conoidi, arrecando danni alle vicine aree antropizzate.

Lungo la valle dell'Aterno, di fronte ai ruderi del teatro di Amiterno, si rinviene una cava abbandonata in calcare-marnoso di elevato impatto ambientale: il fronte di scavo unico presenta evidenti segni di degrado, di erosione e d'alterazione; il piazzale di cava è utilizzato come discarica d'inerti.

Nella conca di Foce è presente un'attività estrattiva, di notevole impatto ambientale, impostata su depositi detritici poggianti su calcari cretacici.

L'unica attività mineraria presente nel Foglio è localizzata nel comune

PROGETTO CARG

di Cagnano Amiterno, in località San Giovanni, dove viene coltivata a giorno, con fronti di scavo a gradoni a forma di ferro di cavallo, marna da cemento, minerale di I^{a} categoria.

Nel territorio prossimo alla località Termine, tra Colle Benedetto e Pizzo del Monte, sono presenti due attività estrattive di cava di cui una di impatto elevatissimo ha messo a giorno il sovrascorrimento di M. Gabbia-M. Calvo.

Nel bacino di Montereale, in prossimità dell'abitato di S. Giovanni, un'attività abbandonata è stata adibita a deposito di materiali edili e sono presenti, in località S. Giovanni, altre cave abbandonate. In località S. Egidio è in attività una cava di calcare di notevole impatto visivo. A S di Capitignano, in località Cafasse, ai piedi dei rilievi carbonatici è presente una *ex* cava attualmente attrezzata a discarica di RSU, mentre in località Casiline si osservano cave di pietrisco.

Nel settore reatino due cave in attività sono ubicate in località Vignola, lungo la provinciale che sale verso Sella di Corno. La prima, da cui si estrae materiale ghiaioso, è impostata all'apice della conoide di deiezione ai piedi della Valle delle Viperelle, la seconda, sempre nel vallone delle Viperelle, sul versante S del rilievo che culmina con i Piani di Cinno ad E di M. Giano, è impostata su calcari bianchi/grigi giurassici,fortemente cataclasati, fratturati e poco cementati. È coltivata mediante mezzi meccanici.

Lungo la SS 17, in corrispondenza di uno dei primi tornanti, è stata indicata (Uffici Regione) una cava di prestito utilizzata per la realizzazione della strada stessa. Si segnalano inoltre alcune piccole attività abbandonate. Tra queste si ricorda quella posta all'imbocco della V.le di Rainino coincidente con il fosso Maiori, impostata su dolomie e calcari dolomitici in grossi banchi per la quale non risulta che siano in programma progetti di regimazione e ripristino.

Nel territorio comunale di Posta si contano solo 2 o 3 attività estrattive attive. Nella zona di Vallemare sono presenti due cave. La prima, attiva, è situata in località Pian Mattano e si imposta su calcareniti bioclastiche intensamente fratturate; la seconda, abbandonata, è riutilizzata come discarica di inerti e materiali d'altro genere (plastica, elettrodomestici, rifiuti urbani, ecc.).

Infine, va ricordato che nel 2006 la Guardia Forestale ha posto sotto sequestro l'area, peraltro ricca di sorgenti, che dall'apice di alcune incisioni si sviluppa verso il bacino del Fiume Ratto.

PROGETTO CARSO

PROGETTO
CARG

BIBLIOGRAFIA

Accordi G. & Carbone F. (Eds.) (1988) - *Carta delle litofacies del Lazio-Abruzzo ed aree limitrofe*. C.N.R. Quad. Ric. Scient., **114**.

Adamoli L., Calamita F. & Pizzi A. (a cura di) (2010) - *Note illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000. Foglio 349 "Gran Sasso d'Italia"*. ISPRA - Servizio Geologico d'Italia. https://www.isprambiente.gov.it/Media/carg/.

AGIP (1959) - Pozzo Antrodoco. www.videpi.com

AGIP (1988) - Pozzo Varoni. www.videpi.com

Agnelli A., Di Lizia E., Totani F. & Germani G. (2018) - *Microzonazione sismica di livello 3 del Comune di Cagnano Amiterno*. Commissario Straordinario Ricostruzione Sisma 2016. Regione Abruzzo.

Agnini C., Fornaciari E., Raffi I., Catanzariti R., Pälike, Backman J. & Rio D. (2014) - *Biozonation and biochronology of Paleogene calcareous nannofossils from low and middle latitudes.* Newsletters and Stratigraphy **47/2**: 131-181.

Alberti M., Decandia F.A. & Tavarnelli E. (1996) - *Modes of propagation of the compressional deformation in the Umbria-Marche Apennines*. Mem. Soc. Geol. It., **51**: 71-82.

Anadón P., Cabrera L., Colombo F., Marzo M. & Riba O. (1986) - *Syntectonic intraformational unconformities in alluvial fan deposits, eastern Ebro Basin margins (NE Spain)*. In: Allen P.A. & Homewood P. (Eds.) - *Foreland basins*. Spec. Publ. of the International Association of Sedimentologists. Oxford, International, Blackwell, 259 -271.

Anas SpA Direzione Centrale (2011) - *Progettazione S.S. 260 "Picente". Dorsale Amatrice-Montereale-L'Aquila. Lotto 4° dallo svincolo di Marana allo svincolo di Cavallari. Adeguamento alla sezione C2 del D.M. 05/11/2001. Progetto definitivo.*

Angelini S., Farabollini P., Menotti R.M., Millesimi F. & Petitta M. (2004) - *Carta geomorfologico-turistica del complesso di Monte Terminillo (Appennino Centrale). Scala 1:12.500.* Regione Lazio - Litografica Artistica Cartografica S.r.l., Firenze - 32° Congresso Geologico Internazionale, 20-28 agosto 2004, Firenze.

Artoni A. (2003) - *Messinian events within the tectonostratigraphic evolution of the Southern Laga Basin (Central Apennines, Italy)*. Boll. Soc. Geol. It., **122**: 447-465.

Bachmann F. & Hirsch F. (2006) - *Lower Cretaceous carbonate platform of the eastern Levant (Galilee and the Golan Heights): stratigraphy and second-order sea level change*. Cretaceous Research, **27**: 487-512.

Bagnaia R., Blumetti A.M., De Luca G., Gorini A., Marcucci S., Marsan P., Milana G., Salvucci R. & Zambonelli E. (1996) - *Morfotettonica dei rilievi a nord della conca aquilana.* Il Quaternario (Italian Journal of Quaternary Sciences), **9**(1), 287-292.

Bagnaia R., D'Epifanio A, & SYlos Labini S. (1989) - *Aquila and Subequana basins: an exampleof Quaternary evolution in Central Apennines.* Quaternaria Nova, **1**: 1-23.

Baldanza A., Colacicchi R. & Parisi G. (1982) - *Controllo tettonico sulla deposizione dei livelli detritici nella Scaglia cretaceo-paleocenica (Umbria orientale)*. Rend. Soc. Geol. It., **5**: 11-14.

Bally A.W., Burbi L., Cooper C. & Ghelardoni R. (1986) - *Balanced sections and seismic reflection profiles across the Central Apennines*. Mem. Soc. Geol. It., **35**: 257-310.

Baratta M. (1901) - *I terremoti d'Italia. Saggio di storia, geografia e bibliografia sismica italiana.* (No. 9). Fratelli Bocca.Torino.

Barberi R. & Cavinato G.P. (1992) - *Analisi sedimentologiche ed evoluzione paleogeografica del settore meridionale del bacino di Rieti.* Studi Geologici Camerti, Vol. Spec. 1992/1:39-53.

Barbieri M., Castorina F., Civitelli G., Corda L., Madonna S., Mariotti G. & Milli S. (2003/2004) - *La sedimentazione di rampa carbonatica dei monti Prenestini (Miocene inferiore, Appennino centrale): sedimentologia, stratigrafia sequenziale e stratigrafia degli isotopi dello stronzio*. Geologica Romana, **37**: 79-96.

Barchi M. (1991) - *Una sezione geologica bilanciata attraverso il settore meridionale dell'Appen-*

PROGETTO CARG

nino umbro-marchigiano: l'Acquasparta-Spoleto-Accumuli. Studi Geol. Camerti, Vol. Spec. 1991/1, 347-362.

Barchi M., Guzzetti F., Lavecchia G., Lolli O. & Bontempo R. (1988) - *Sezioni geologiche bilanciate attraverso il sistema a pieghe umbro-marchigiano*. Boll. Soc. Geol. It., **107**: 109-130.

Bartolini A. & Baumgartner P.O. (1999) - *Calcareous to biosiliceous sedimentation in the Umbria-Marche basin during Middle-Late-Jurassic: paleoecology and paleoenvironment based on radiolarian and carbon isotope stratigraphy.* In: Colacicchi R., Parisi G. & Zamparelli V. (Eds.) - *Bioevents and integrate stratigraphy of the Triassic and Jurassic in Italy.* Paleopelagos, Spec. Publ., Vol. **3**: 101-106.

Bartolini A. & Cecca F. (1999) - *20 My hiatus in the Jurassic of Umbria-Marche Apennines (Italy): carbonate crisis due to eutrophication*. Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris Série II, **329**: 587-595.

Bartolini A., Baumgartner P.O. & Guex J. (1999) - *Middle and Late Jurassic radiolarian paleoecology versus carbon-isotope stratigraphy*. Palaeogeogr. Palaeoclim. Palaeoecol., **145**, 43-60.

Basili R. (1999) - *La componente verticale della tettonica plio-quaternaria nell'Appennino centrale*. Tesi di dottorato. Università "La Sapienza" di Roma.

Basili R., Bosi C. & Messina P. (1999) - *Paleolandsurfaces and Tectonics in the Upper Aterno Valley (Central Apennines)*. Z. Geomorph. N.F., Suppl-Bd., **118**: 17-25.

Berggren W.A., Kent D.V., Swisher C.C. & Aubry M.P. (1995) - *A revised Cenozoic Geochronology and Chronostratigraphy.* In: Berggren W.A., Kent D.V., Aubry M.P. & Hardenbol J (Eds.) - *Geochronology, Time Scale and Global Stratigraphic Correlations.*, SEPM, Spec. Publ. **54**: 129-212.

Berggren W.A. & Norris R.D. (1997) - *Biostratigraphy, phylogeney and systematics of Paleocene trochospiral planktic foraminifera.* Micropaleontology, **43**, Suppl. pp.116.

Berggren W.A. & Person P.N. (2005) - *A revised tropical to subtropical planktonic foraminiferal zonation of the Eocene and Oligocene.* Journal of Foraminiferal research, **35**: 279-298.

Bergomi C. (1974) - *Contributo alla conoscenza dei depositi carbonatici mesozoici dell'area di Vallepietra (Monti. Simbruini, Lazio).* Boll. Serv. Geol. d'It., **94** (2): 319-352.

Bergomi C., Catenacci V., Cestari G., Manfredini M. & Manganelli V. (1969) - *Note Illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:100.000. Foglio 171 Gaeta e Vulcano di Roccamonfina. Servizio Geologico d'Italia.*

Bernoulli D. (1967) - *Probleme der Sedimentation im Jura Westgriechenlands und des zentralen Apennin.* Verhandlungen der Naturforschenden Gesellschaft in Basel, **78** (1): 35-54.

Bertini T., Bosi C. & Galadini F. (1989) - *La conca di Fossa-S. Demetrio dei Vestini*. In: Elementi di tettonica pliocenico-quaternaria ed indizi di sismicità olocenica nell'Appennino laziale-abruzzese. Guida all'escursione della Soc. Geol. It., p. 129.

Bice D.M. & Stewart K.G. (1990) - *The formation and drowing of isolated carbonate seamounts: tectonic and ecological controls in the Northen Apennines.* In: Isolated carbonate seamounts, Italy. Spec. Pub. Int. Ass. Sediment., **9**: 145-168.

Bigi S., Calamita F., Cello G., Centamore E., Deiana G., Paltrinieri W., Pierantoni P.p. & Ridolfi M. (1999) - *Tectonics and sedimentation within a Messinian foredeep in the Central Apennines*, *Italy.* Jour. of Petrol. Geol., **22** (1): 5-18.

Bigi S., Calamita F., Centamore E., Deiana G., Ridolfi M. & R. Salvucci (1991) - *Assetto strutturale e cronologia della deformazione della "zona d'incontro" tra le aree umbro-marchigiana e laziale-abruzzese (Marche meridionali e Lazio-Abruzzi settentrionali)*. Studi Geol. Camerti, Vol. Spec. 1991/2, 21-26.

Bigi S., Calamita F. & Paltrinieri W. (1995a) - *Modi e tempi della strutturazione della catena centroapenninica abruzzese dal Gran Sasso alla costa adriatica*. Studi Geol. Camerti, Vol. Spec. 1995/2, 77-85.

Bigi S., Casero P. & Ciotoli G. (2011) - *Seismic interpretation of the Laga basin; constraints on the structural setting and kinematics of the Central Apennines*. Jour. of the Geol. Soc., **168**: 179-190.

PROOF ONLY

Bigi S., Centamore E., Dramis F. & Salvucci R. (1995b) - *Sistemi distensivi in due aree dell'Appennino centrale*. Il Quaternario, **8**(1), 71-82.

Bigi S. & Costa Pisani P. (2002) - *Structural setting of the Cicolano-M. Calvo area (Central Apennines, Italy)*. Boll. Soc. Geol. It., Vol. Spec., **1**, 141-149.

Bigi S., Costa Pisani P. (2003) - *The pre-thrusting Fiamignano normal fault.* Boll. Soc. Geol. It., **112**, 267-276.

Bigi S., Costa Pisani P. (2005) - *From a deformed Peri-Tethyan carbonate platform to a fold-and-thrust-belt: an example from the Central Apennines (Italy)*. Jour. of Struct. Geol., **27**, 523-539.

Bigi S., Doglioni C. & Mariotti G. (2002) - *Thrust vs normal fault decollements in the Central Apennines*. Boll. Soc. Geol. It., Vol. Spec., **1**, 161-166.

Bigi S., Milli S., Corrado S., Casero P., Aldega L., Botti F., Stanzione O., Falcini F., Marini M. & Cannata D. (2009) - *Stratigraphy, structural setting and burial history of the Messinian Laga basin in the context of Apennine foreland basin system.* Jour. of Mediterranean Earth Sciences, **1**, 61-84.

Bigi S., Moscatelli M. & Milli S. (2008) - *The Laga Basin: Stratigraphic and Structural Setting.* Excursion Guidebook. 70th EAGE Conference & Exhibition, Rome, 2008.

Billi A. & Tiberti M.M. (2009) - *Possibile causes of arc development in the Apennines, central Italy.* Bull. of the Geol. Soc. of America, **121**, 1409-1420.

Blomeier D.P.G. & Reijmer J.J.G. (1999) - *Drowning of a Lower Jurassic Carbonate Platform: Jbel Bou Dahar, High Atlas, Morocco.* Facies, **41**, 81-110.

Blumetti A.M. (1995) - *Neotectonic investigations and evidence of paleosismicity in the epicentral area of the January-February 1703, Central Italy, earthquakes.* In: Serva L, Slemmons B (Eds.) - Perspectives in Paleosismology. Ass. Engng.Geol., Spec. Publ., **6**, 83-100.

Blumetti A. M., Cavinato G.P. & Tallini M. (1996) - *Evoluzione plio-quaternaria della conca di L'Aquila-Scoppito: studio preliminare.* Il Quaternario, **9**(1), 281-286.

Blumetti A. M., Di Manna P., Guarino P. M., Guerrieri L. & Vittori E. (2014) - *La genesi del sinkhole del Monte Ornaro (Rieti).* Volume degli abstract del 3° Workshop Internazionale sui Sinkholes, Roma 8 maggio 2014. ISPRA.

Blumetti A.M., Dramis F. & Michetti A.M. (1993) - *Fault-generated mountain fronts in the Central Apennines (Central Italy): geomorphological features and seismotectonic implications.* Earth Surf. Proc. Land., **18**, 203-223.

Blumetti A.M. & Guerrieri L. (2007) - *Fault-generated mountain fronts and the identification of fault segments: implications for seismic hazard assessment.* Boll. Soc. Geol. It., **126**(2), 307-322.

Blumetti A.M., Guerrieri L., Dramis F., Gentili B., Michetti A.M. & Tondi E. (2004) - *P65 - Basin and range in Central Apennines*. In: 32nd IGC - Field Trip Guidebooks. Mem. Descrittive Carta Geol. d'Italia, **63**(6), APAT.

Boccaletti M., Calamita F., Centamore E., Chiocchini U., Deiana G., Micarelli A., Moratti G. & Potetti M. (1986) - *Evoluzione dell'Appennino tosco-umbro-marchigiano durante il Neogene.* Giorn. Geol., ser. 3, **48** (1-2), 227-233.

Boccaletti M., Calamita F., Centamore E., Deiana G. & Dramis F. (1983) - *The Umbria-Marche Apennines: an example of thrusts and wrenching tectonics in a model of ensialic Neogenic - Quaternary deformation.* Boll. Soc. Geol. It., **102**, 581-592.

Bollati A., Corrado S. & Marino M. (2012) - *Inheritance of Jurassic rifted margin architecture into the Apennines Neogene mountain building: a case history from the Lucretili Mts. (Latium, Central Italy).* Int. J. Earth Sci. (Geol. Rundsch.). DOI 10.1007/s00531-011-0694-7

Boncio P. (coord.), Francescone M., Iezzi F., Piacentini T., Pizzi A., Pace B., Morelli F., Blumetti A. M., Di Manna P., Papasodaro F., SapiaV. & Materni V. (2022) - *Aggiornamento degli studi di microzonazione sismica a seguito degli approfondimenti dedicati alle zone delle faglie attive e capaci presenti nel territorio del centro abitato di Pizzoli inprovincia de L'Aquila*. Accordo di collaborazione scientifica INGV - Università G. D'Annunzio di Chieti-Pescara. Fase 3, 76 pp., 6 tavv. f.t. https://sisma2016data.it/faglie-attive-e-capaci/

PROOF BOARD

Boncio P., Lavecchia G., Milana G. & Rozzi B. (2004) - *Seismogenesis in central Apennines, Italy: an integrated analysis of minor earthquake sequences and structural data in the Amatrice-Campotosto area*. Annals of Geophysics, **47**: 1723-1742.

Boni C.F, Capelli G. & Petitta M. (1995) - *Carta idrogeologica dell'alta e media valle del Fiume Velino.* Dip.to Scienze della Terra Univ. degli Studi di Roma "La Sapienza" - Dip.to Scienze Geologiche Univ. degli Studi di RomaTre - Comunità Montana del Velino-VI Zona (Posta-Rieti).

Boni C.F., Bono P. & Capelli G. (1988) - *Carta idrogeologica del territorio della Regione Lazio alla scala 1:250.000*. Regione Lazio - Univ. degli Studi di Roma La Sapienza, Roma.

Boni C.F., Bono P., Capelli G., Lombardi S. & Zuppi G.M. (1986) - *Schema idrogeologico dell'Italia centrale*. Mem. Soc. Geol. It., **35/2**: 991-1012.

Bonini L., Basili R., Toscani G., Burrato P., Seno S. & Valensise G. (2015) - *The role of pre-existing discontinuities in the devolpment of extensional faults: an analog modeling perspective.* Journ. of Struct. Geol., **74**: 145-158.

Bonini L., Maesano F.E., Basili R., Burrato P., Carafa M.M.C., Fracassi U., Kastelic V., Tarabusi G., Tiberti M.M., Vannoli P. & Valensise G. (2016) - *Imaging the tectonic framework of the 24 August 2016, Amatrice (central Italy) earthquake sequence: new roles for old players?*. Annals of Geophysics, **59**: Fast Track 5.

Bonini M., Sokoutis D., Mulugeta G. & Katrivanos E. (2000) - *Modelling hanging wall accommodation above rigid thrust ramps.* Journal of Structural Geology, **22** (8): 1165-1179.

Bosi C. (1975) - *Osservazioni preliminari su faglie probabilmente attive nell'Appennino Centrale.* Boll. Soc. Geol. It., **94**: 827-859.

Bosi C. (Ed.) (1987) - *Neotectonic map of Italy (scale 1:500.000).* CNR - Progetto Finalizzato "Geodinamica"- Quad. Ric. Scie. **114** (4).

Bosi C., Galadini F., Giaccio B., Messina P.& Sposato A. (2003) - *Plio-Quaternary continental deposits in the Latium-Abruzzi Apennines: the correlation of geological events across different intermontane basins.* Il Quaternario, **16** (1bis): 55-76.

Bosi C. & Messina P. (1991) - *Ipotesi di correlazione fra successione morfo-stratigrafiche plio-pleistoceniche dell'Appennino laziale-abruzzese.* Studi Geol. Camerti, Vol. Spec. 1991/2, CROP11, 27-31.

Bosi C., Messina P. & Moro M. (2003) - *Nuovi procedimenti cartografici per il Quaternario continentale: l'esempio della Carta Geologica dell'Alta Valle dell'Aterno.* Il Quaternario, Italian Journal of Quaternary Sciences, **16**(1): 109-120.

Bosi C., Messina P. & Moro M. (2004) - *Use of allo-morphosequential units in the Quaternary geological map of the upper Aterno Valley (central Apennines).* In: Pasquarè G., Venturini C., Groppelli G. (Eds.) - *Mapping geology in Italy.* APAT - Servizio Geologico d'Italia, 106-112. S.E.L.C.A., Firenze.

Boyer S.E. & Elliot D. (1982) - *Thrust Systems*. A.A.P.G. Bull., **66**: 1196-1230.

Bouma A.H. (1979) - *Fine-graded turbidites systems*. A.A.P.G. Memoir, Vol. **72**: 342 pp.

Brandano M. (2017) - *Unravelling the origin of a Paleogene unconformity in the Latium-Abruzzi carbonate succession: a shaved platform*. Palaeog. Palaeocl. Palaeoeco., **485**: 687-696.

Brandano M. & Corda L. (2002) - *Nutrients, sea level and tectonics: constrains for the facies architecture of a Miocene carbonate ramp in central Italy*. Terra Nova, **14**: 257-262.

Brandano M., Cornacchia I., Raffi I. & Tomassetti L. (2016) - *The Oligocene-Miocene stratigraphic evolution of the Majella carbonate platform (Central Apennines, Italy).* Sedimentary Geology, **333**: 1-14.

Brandano M., Cornacchia I., Catanzariti R., & Tomassetti L. (2021) - *The Monterey Event in the Mediterranean platform to basin transition: The Guadagnolo Formation (Miocene, Prenestini Mountains, Central Apennines).* Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, **564**, 110177. https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2020.110177

Brandano M., Cornacchia I. & Tomassetti L. (2017) - *Global versus regional influence on the carbonate factories of Oligo-Miocene carbonate platforms in the Mediterranean area*. Marine and Petroleum Geology, **87**: 188-202.

PROOF TO CHECK

Brandano M., Lipparini L., Compagnoni V. & Tomassetti L. (2012) - *Downslope migrating large dunes in the Chattian carbonate ramp of the Majella Mountains.* Sedimentary Geol., **255-256**: 29-41.

Brandano M., Lustrino M., Cornacchia I. & Sprovieri M. (2015) - *Global and regional factors responsable for the drowning of the central Apennine Chattian carbonate platforms*. Geol. J., **50** (5): 575-591.

Brunamonte F., Carrara C., Cavinato G.P., Ferreli L., Serva L., Michetti A.M., & Raglione M. (1993) - *La Conca di Rieti.* In: *Guida all'escursione alle conche intermontane dell'Appennino laziale-abruzzese (15-18 settembre 1993).* Il Quaternario, **6**(2):396-402.

Brunamonte F., Gaeta M., Michetti A. M., Mottana A. & Palladino D. M. (1992) - *Caratterizzazione mineralogico-petrografica ed inquadramento stratigrafico preliminare di alcuni depositi vulcanoclastici dell'area reatina.* Studi Geologici Camerti, Vol. Spec. 1992/1:65-72.

Bucefalo Palliani R. & Mattioli E. (1994) - *Enrichment in organic matter within the Early Toarcian Marne di Monte Serrone Formation: a synchronous event in the Umbria-Marche Basin (Central Italy)*. Palaeopelagos, **4**: 129-140.

Butler R.W.H. (1989) - *The influence of pre-existing basin structure on thrust system evolution in the Western Alps*. In: Cooper M.A. & Williams G.D. (Eds.) - *Inversion Tectonics.* Geol. Soc., Spec. Publ., **44**: 105-122.

Butler R.W.H., Tavarnelli E. & Grasso M. (2006) - *Structural inheritance in mountain belts: An AlpineeApennine perspective.* Journal of Structural Geology, **28**: 1893-1908.

Buttinelli M., Petracchini L., Maesano F.E., Scrocca D., D'Ambrogi C., Di Bucci D., Marino M., Capotorti F., Cavinato G.P., Bigi S., Mariucci M.T. & Montone P. (2021) - *The impact of structural complexity, fault segmentation and reactivation on seismotectonics: constraints from the upper crustal portion of the 2016-2018 central Italy seismic sequence area.* Tectonophysics, **810**, 228861, https://doi.org/10.1016/j.tecto.2021.228861.

Cacciuni A., Centamore E., Di Stefano R. & Dramis F. (1995) - *Evoluzione morfotettonica della conca di Amatrice.* Studi Geologici Camerti, Vol. Spec., **2**: 95-100.

Cahuzac B. & Poignant A. (1997) - *Essai de biozonation de l'Oligo-Miocène dans les bassins européens à l'aide des grands foraminifères néritiques.* Bull. Soc. Géol. France, **168** (2): 155-169.

Calamita F. (1990) - *Thrust and fold-related structures in the Umbria-Marche Apennines (Central Italy)*. Annales Tectonicae, **4**: 83-117.

Calamita F., Centamore E., Deiana G. & Ridolfi M. (1995c) - *Caratterizzazione geologico-strutturale dell'area marchigiano-abruzzese esterna (Appennino centrale).* Studi Geol. Camerti, Vol. Spec. 1995/1: 171-182.

Calamita F., Coltorti M., Farabollini P. & Pizzi A. (1994b) - *Le faglie normali quaternarie nella dorsale appenninica Umbro-Marchigiana: proposta di un modello di tettonica di inversione*. Studi Geol. Camerti, Vol. Spec., 1994/1: 211-225.

Calamita F., Coltorti M., Pierantoni P.p., Pizzi A., Scisciani V. & Turco E. (1997) - *Relazioni tra le faglie quaternarie e la sismicità nella dorsale appenninica umbro-marchigiana: l'area di Colfiorito*. Studi Geol. Camerti, **14**: 177-191.

Calamita F. & Deiana G. (1981) - *Contributo alle conoscenze strutturali dell'Appennino umbro-marchigiano: la tettonica polifasata*. Studi Geol. Camerti, 1981/2 **7**: 7-15.

Calamita F. & Deiana G. (1988a) - *Geodinamica dell'Appennino umbro-marchigiano*. Mem. Soc. Geol. It., **35**: 311-316.

Calamita F. & Deiana G. (1988b) - *The arcuate shape of the Umbria-Marche-Sabina Apennines (Central Italy)*. Tectonophysics, **146**: 139-147.

Calamita F., Deiana G., Invernizzi C. & Mastrovincenzo S. (1987) - *Analisi strutturale della linea Ancona-Anzio tra Cittareale e Micigliano (Rieti)*. Boll. Soc. Geol. It., **106**: 365-375.

Calamita F., Di Domenica A. & Pace P. (2018) - *Macro- and meso-scale structural criteria for identifying pre-thrusting normal faults within foreland fold-and-thrust belts: insights from the Central Northern Apennines (Italy)*. Terra Nova, **30**: 50-62.

PROOF COPY

Calamita F., Esestime P., Paltrinieri W., Scisciani V. & Tavarnelli E. (2009) - *Structural inheritance of pre- and syn- orogenic normal faults on the arcuate geometry of Pliocene-Quaternary thrusts: examples from the Central and Southern Apennine Chain.* Ital. J. Geosci. (Boll. Soc. Geol. It.), **128/2**: 381-394.

Calamita F., Pace P. & Satolli S. (2012a) - *Coexistence of fault-propagation and fault-bend folding in curve-shaped foreland fold-and-thrust belts: examples from the Northern Apennines (Italy).* Terra Nova, **00**: 1-11.

Calamita F., Paltrinieri W., Pelorosso M., Scisciani V. & Tavarnelli E. (2003) - *Inherited Mesozoic architecture of the Adria continental paleomargin in the Neogene Central Apennines orogenic system.* Boll. Soc. Geol. It., **122**: 306-318.

Calamita F. & Pierantoni P.p. (1995) - *Modalità della strutturazione neogenica nell'Appennino umbro-sabino (Italia centrale).* Studi Geol. Camerti, Vol. Spec. 1995/1: 153-169.

Calamita F., Pizzi A., Ridolfi M., Rusciadelli G. & Scisciani V. (1998) - *Il buttressing delle faglie sinsedimentarie pre-thrusting sulla strutturazione neogenica della catena appenninica: l'esempio della M.gna dei Fiori (Appennino centrale esterno).* Boll. Soc. Geol. It., **117**: 725-745.

Calamita F., Pizzi A., Romano A., Roscioni M., Scisciani V. & Vecchioni G. (1995a) - *La tettonica quaternaria nella dorsale appenninica umbro-marchigiana: una deformazione progressiva non coassiale*. Studi Geol. Camerti, Vol. Spec. 1995/1: 203-223.

Calamita F., Pizzi A., Romano A., Roscioni M., Scisciani V. & Vecchioni G. (1995b) - *Schema strutturale delle faglie quaternarie nella dorsale appenninica umbro-marchigiana meridionale.* Studi Geol. Camerti, Vol. Spec. 1995/1, Tav. 1.

Calamita F., Satolli S., Scisciani V., Esestime P. & Pace P. (2011) - *Contrasting styles of fault reactivation in curved orogenic belts: Examples from the Central Apennines (Italy).* Geol. Soc. Amer. Bull., **123**: 1097-1111.

Calamita F., Satolli S. & Turtù A. (2012b) - *Analysis of thrust shear zones in curve-shaped belts: Deformation mode and timing of the Olevano-Antrodoco-Sibillini thust (Central/Northern Apennines of Italy).* J. Struct. Geol., **44**: 179-187.

Calderoni G., Carrara C., Ferreli L., Follieri M., Gliozzi E., Magri D., Narcisi B., Parotto M., Sadori L. & Serva L. (1994) - *Palaeoenvironmental, palaeoclimatic and chronological interpretations of a late-Quaternary sediment core from Piana di Rieti (Central Apennine, Italy).* Giornale di Geologia, serie 3ª, **56**(2): 43-72.

Cantalamessa G., Centamore E., Chiocchini U., Di Lorito L., Leonelli M., Micarelli A., Pesaresi A., Pontoni M. Taddei L. & Venanzini D. (1980) - *Analisi tettonico-sedimentaria dei "Bacini Minori" torbiditici del Miocene medio-superiore nell'Appennino umbro-marchigiano e laziale-abruzzese*: *8) il bacino della Laga tra il F. Fiastrone-T. Fiastrella ed il T. Fluvione.* Studi Geol. Camerti, **6**: 81-132.

Cantalamessa G., Centamore E., Chiocchini U., Di Lorito L., Giardini G., Marchetti P., Micarelli A., Pontoni F. & Potetti M. (1981) - *Analisi dell'evoluzione tettonico-sedimentaria dei "Bacini Minori" torbiditici del Miocene medio-superiore nell'Appennino umbro-marchigiano e laziale-abruzzese: il Bacino della Laga tra il F. Potenza ed il F. Fiastrone-Fiastrella.* Studi Geol. Camerti, **7**: 17-80.

Cantelli C., Castellarin A., Colacicchi R. & Praturlon A. (1982) - *La scarpata tettonica mesozoica lungo il settore nord della "Linea Ancona-Anzio"*. Mem. Soc. Geol. It., **24**: 149-153.

Cantelli C., Castellarin A. & Praturlon A. (1978) - *Tettonismo giurassico lungo l'Ancona-Anzio nel settore Monte Terminillo-Antrodoco*. Geologica Romana, **17**: 85-97.

Capelli G., Mastrorillo L., Mazza R., Petitta M., Baldoni T., Banzato F., Cascone D., Di Salvo C., La Vigna F., Taviani S. & Teoli P. (2012) - *Carta Idrogeologica del territorio della Regione Lazio scala 1:100.000. Carta delle unità idrogeologiche della Regione Lazio scala 1:250.000.* Sapienza Università di Roma - Università Roma Tre, S.EL.C.A. Firenze.

Capotorti F. (1993) - *Sedimentazione e deformazioni di un settore annegato di piattaforma carbonatica: l'evoluzione geologica dello spigolo nord-occidentale della piattaforma laziale-abruzzese*

PROOF COPY

-Tesi di Dottorato (V Ciclo). Università di Roma "La Sapienza", 256 pp.

Capotorti F., Centamore E., Chiocchini M., Civitelli G., Corda L., Mancinelli A., Mariotti G., Romano G. & Salvucci R. (1991a) - *Dati preliminari geologico-stratigrafici sull'unità di M.te Giano e M.te Gabbia*. Studi Geol. Camerti, Vol. Spec. 1991/2: 119-123.

Capotorti F., Galli P., Giovanelli A. & Mariotti G. (1991b) - *Colonne litostratigrafiche Monte Giano, Valle del Velino (settore 6)*. In: Damiani A.V., Chiocchini M., Colacicchi R., Mariotti G., Parotto M., Passeri L. & Praturlon A. - *Elementi litostratigrafici per una sintesi delle facies carbonatiche meso-cenozoiche dell'Appennino centrale*. Studi Geol. Camerti, Vol. Spec. 1991/2: 187-213.

Capotorti F., Fumanti F. & Mariotti G. (1995b) - *Carta geologica del settore compreso tra il M. Nuria, il M. Gabbia e l'alta Valle del F. Velino (Appennino centrale).* Studi Geol. Camerti, Vol. Spec. 1995/2.

Capotorti F. & Mariotti G. (1991) - *Le strutture sabine e della piattaforma carbonatica laziale-abruzzese nell'area del Lago del Salto (Rieti).* Studi Geol. Camerti, Vol. Spec. 1991/2: 27-31.

Capotorti F. & Muraro C. (2021) - *Post-rift extensional tectonics at the edge of a carbonate platform: insights from the Middle Jurassic-Early Cretaceous Monte Giano stratigraphic record (central Apennines, Italy)*. Geologica Acta, **19.12**: 1-22.

Capuano N., Tonelli G. & Veneri F. (1988) - *Problematiche relative alle connessioni tra piattaforma e bacini: un esempio nell'Appennino centro-settentrionale*. Mem. Soc. Geol. It., **41**: 251-263.

Carannante G., Graziano R., Ruberti D. & Simone L. (1997) - *Upper Cretaceous temperate type open shelves from northern (Sardinia) and southern (Apennines- Apulia) Mesozoic Tethyan margins*. In: James N.P. & Clarke J.A.D. (Eds.) - *Cool-water carbonates*. SEPM, Spec. Publ., **56**: 309-325.

Carminati E., Corda L., Mariotti G. & Brandano M. (2007) - *Tectonic control on the architecture of a Miocene carbonate ramp in the Central Apennines (Italy): Insights from facies and backstripping analyses*. Sedim. Geol., **198**: 233-253.

Carminati E., Corda L., Mariotti G., Scifoni A. & Trippetta F. (2013) - *Mesozoic syn- and postrifting evolution of the Central Apennines, Italy: the role of Triassic evaporites.* Journ. of Geol., **121**: 327-354.

Carminati E. & Santantonio M. (2005) - *Control of differential compaction on the geometry of sediments onlapping paleoescarpments: Insight from field geology (Central Apennines, Italy) a numerical modeling*. Geology, **33** (5): 353-356.

Carrara C., Brunamonte F., Ferreli L., Lorenzoni P., Margheriti L., Michetti A. M., Raglione M., Rosati M. & Serva L. (1992) - *I terrazzi della medio-bassa valle del F. Velino*. Studi Geologici Camerti, Vol. Spec. 1992/1: 7-102.

Castellarin A., Colacicchi R. & Praturlon A. (1978) - *Fasi distensive, trascorrenze e sovrascorrimenti lungo la "Linea Ancona-Anzio", dal Lias medio al Pliocene*. Geol. Rom., **17**: 161-189.

Castellarin A., Colacicchi R., Praturlon A. & Cantelli C. (1982) - *The Jurassic-Lower Pliocene history of the Ancona-Anzio Line (Central Italy)*. Mem. Soc. Geol. It., **24**: 325-336.

Catanzariti R., Rio D. & Martelli R. (1997) - *Late Eocene to Oligocene calcareous nannofossil biostratigraphy in Northern Apennines: the Ranzano sandstone.* Mem. Sci. Geol., Padova, **49**: 207-253.

Cavinato G. P. (1993) - *Recent tectonic evolution of the quaternary deposits of the Rieti Basin (Central Apennines, Italy): southern part.* Geologica Romana, **29**: 411-434.

Cavinato G.P., Chiaretti F., Cosentino D. & Serva L. (1989) - *Caratteri geologico-strutturali del margine orientale della conca di Rieti*. Boll. Soc. Geol. It., **108**: 207-218.

Cavinato G.P. & De Celles P.G. (1999) - *Extensional basins in the tectonically bimodal central Apennines fold-thrust belt, Italy: response to corner flow above a subducting slab in retrograde motion*. Geology, **27** (10): 955-958.

Cavinato G.P., Salvini F. & Tozzi M. (1986) - *Evoluzione strutturale del settore centrale della linea Olevano-Antrodoco*. Mem. Soc. Geol. It., **35**: 591-601.

PROOF

Cecca F., Cresta S., Pallini G. & Santantonio M. (1990) - *Il Giurassico di Monte Nerone (Appennino marchigiano, Italia Centrale): biostratigrafia, litostratigrafia ed evoluzione paleogeografica*. Atti del II Convegno Internazionale "Fossili, Evoluzione, Ambiente", 63-139.

Celico P.B. (1983) - *Carta Idrogeologica dell'Italia centro-meridionale alla scala 1:400.000.* Cassa per il Mezzogiorno. Roma.

Cello G., Mazzoli S. & Tondi E. (1998) - *The crustal fault structure responsible for the 1703 earthquake sequence of Central Italy*. J. Geodynamics, **26**(2-4): 443-460.

Cello G., Mazzoli S., Tondi E. & Turco E. (1995) - *Tettonica attiva in Appennino centrale e implicazioni per l'analisi della pericolosità sismica del settore assiale della catena umbro-marchigiana-abruzzese.* Studi Geol. Camerti, **13**: 115-138.

Cello G., Mazzoli S., Tondi E. & Turco E. (1997) - *Active tectonics in the central Apennines and possible implications for seismic hazard analysis in peninsular Italy.* Tectonophysics, **272**: 43-68.

Centamore E., Adamoli L., Berti D., Bigi G., Bigi S., Casnedi R., Cantalamessa G., Fumanti F., Morelli C., Micarelli A., Ridolfi M. & Salvucci R. (1991b) - *Carta geologica dei bacini della Laga e del Cellino e dei rilievi carbonatici circostanti (Marche meridionali, Lazio nord-orientale, Abruzzo settentrionale)*. S.E.L.C.A., Firenze. Studi Geol. Camerti, Vol. Spec. 1991/2.

Centamore E., Cantalamessa G., Micarelli A., Potetti M., Berti D., Bigi S., Morelli C. & Ridolfi M. (1991a) - *Stratigrafia ed analisi di facies dei depositi del Miocene e del Pliocene inferiore dell'avanfossa marchigiano-abruzzese e delle avanfosse limitrofe*. Studi Geol. Camerti, Vol. Spec. 1991/2: 125-132.

Centamore E., Cantalamessa G., Micarelli A., Potetti M. & Ridolfi M. (1990) - *I depositi terrigeni neogenici di avanfossa (Messiniano-Pliocene inferiore) dell'Abruzzo settentrionale*. Mem. Soc. Geol. It., **45**: 563-568.

Centamore E., Chiocchini U., Cipriani N., Deiana G. & Micarelli A. (1978) - *Analisi dell'evoluzione tettonico-sedimentaria dei "Bacini Minori" torbiditici del Miocene medio-superiore nell'Appennino umbro-marchigiano e laziale-abruzzese: risultati degli studi in corso.* Mem. Soc. Geol. It., **18**: 135-170.

Centamore E., Chiocchini M., Deiana G., Micarelli A. & Pieruccini U. (1971) - *Contributo alla conoscenza del Giurassico umbro-marchigiano*. Studi Geol. Camerti, **1**: 7-89.

Centamore E., Civitelli G., Corda L., Mariotti G., Romano A., Capotorti F., Salvucci R., Chiocchini M. & Mancinelli A. (1991c) - *Carta geologica dell'area di M. Giano-M. Gabbia-Gole del Velino (alta valle del F. Velino, Lazio nord-orientale).* Studi Geol.Camerti, Vol. Spec. 1991/2.

Centamore E., Crescenti U. & Dramis F. (a cura di) (2006) - *Note illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000. Foglio 359 L'Aquila.* ISPRA - Servizio Geologico d'Italia. S.EL.CA, Firenze.

Centamore E. & Dramis F. (a cura di) (2010) - *Note illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000. Foglio 358 Pescorocchiano.* ISPRA - Servizio Geologico d'Italia. S.EL.CA, Firenze.

Centamore E., Dramis F. & Nisio S. (2010) - *Stratigrafia dei depositi continentali.* In: Centamore E. & Dramis F. (a cura di) - *Note illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000. Foglio 358 Pescorocchiano*. ISPRA - Servizio Geologico d'Italia.

Centamore E. & Rossi D. (2009) - *Neogene-Quaternary tectonics and sedimentation in the central Apennines*. Italian Journal of Geoscience, **128**: 73-88.

Centamore E., Rossi D. & Tavarnelli E. (2009) - *Geometry and kinematics of Triassic-to-Recent structures in the Northern-Central Apennines: a review and an original working hypothesis*. Ital., J., Geosci., **128** (2): 419-432.

Cestari R. & Sartorio D. (1995) - *Rudist and Facies in the Periadriatic domain*. AGIP, 207 pp.

Chan L.S., Montanari A. & Alvarez W. (1985) - *Magnetic stratigraphy of the Scaglia Rossa: Implications for syndepositional tectonics of the Umbria-Marche basin*. Riv. It. Paleont. Strat., **91**: 219-258.

Chiarini E., D'Orefice M., Fiorenza D., Giano S.I., Mancini M., Papasodaro F., Putignano M.L.

PROGETTO CARG

& Vita L. (2022) - *Depositi continentali quaternari.* In: Marino M., Muraro C. & Papasodaro F. (a cura di) - *Note illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000. Foglio 337 Norcia.* ISPRA - Servizio Geologico d'Italia.

Chiarini E., La Posta E., Cifelli F., D'Ambrogi C., Eulilli V., Ferri F., Marino M., Mattei M. & Puzzilli L.M. (2014) - *A multidisciplinary approach to the study of the Montereale Basin (Central Apennines, Italy).* Rend. Fis. Acc. Lincei, **25** (2): 177-188.

Chiessi V., Conte G.J, Guarino P.M., Lucarini M., Martarelli L., Monti G.M., Toti S., Vitale V., Vizzini G. & Amanti M. (2018) - *Carta della suscettibilità per instabilità di versante dell'area del foglio "Antrodoco" della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000.* Mem. Descr. Carta Geol. d'It., **103**.

Chiocchini M., Chiocchini R., Didaskalou P. & Potetti M. (2008) - *Ricerche micropaleontologiche e biostratigrafiche sul Mesozoico della piattaforma carbonatica laziale-abruzzese (Italia centrale).* Mem. Descr. Carta Geol. d'It., **84**: 5-170, GEDA s.r.l., Torino.

Chiocchini M., Chiocchini R., Marino M. & Pichezzi R.M. (2018) - *Microfacies e microfossili delle successioni carbonatiche mesozoiche del Lazio e dell'Abruzzo (Italia centrale) - Triassico superiore-Giurassico.* Mem. per servire Carta Geol. d'It., ISPRA- Serv. Geol. d'It., Dip. per il Serv. Geol. d'It., ISPRA, **18**: pp. 190, 17 figg., 149 tavv., Roma.

Chiocchini M., Pampaloni M.L. & Pichezzi R.M. (2012) - *Microfacies e microfossili delle successioni carbonatiche mesozoiche del Lazio e dell'Abruzzo (Italia centrale) - Cretacico.* Mem. per servire Carta Geol. d'It., ISPRA- Serv. Geol. d'It., Dip. Dif. Suolo, **17**, pp.269, 223 tavv. Roma.

Ciarapica G. & Passeri L. (2005) - *Late Triassic and Early Jurassic sedimentary evolution of the Northern Apennines: An overview*. Boll. Soc. Geol. It., **124**: 189-201.

Cifelli F. & Mattei M. (2010) - *Curved orogenic systems in the Italian Peninsula: A paleomagnetic review.* J. Virtual Explorer, **36**: paper 17.

Cinti F. R., Civico R., Blumetti A. M., Chiarini E., La Posta E., Pantosti D., Papasodaro F., Smedile A., De Martini P. M., Villani F., Pinzi S., Pucci S. & Brunori C. A. (2018) - *Evidence for surface faulting earthquakes on the Montereale fault system (Abruzzi Apennines, central Italy).* Tectonics, **37**. https://doi.org/ 10.1029/2017TC004780

Cipollari P. & Cosentino D. (1991) - *La Linea Olevano-Antrodoco: contributo della biostratigrafia alla sua caratterizzazione cinematica*. Studi Geol. Camerti, Vol. Spec. 1991/2, 143-149.

Cipollari P. & Cosentino D. (1995a) - *Il sistema Tirreno-Appennino: segmentazione litosferica e propagazione del fronte compressivo*. Studi Geol. Camerti, Vol. Spec. 1995/2, 125-134.

Cipollari P. & Cosentino D. (1995b) - *Miocene unconformities in the Central Apennines: geodynamic significance and sedimentary basin evolution.* Tectonophysics, **252**: 375-389.

Cipollari P., Cosentino D. & Parotto M. (1995) - *Modello cinematico-strutturale dell'Italia centrale.* Studi Geol. Camerti, Vol. Spec. 1995/2: 135-143.

Cipriani A. & Bottini C. (2019) - *Early Cretaceous tectonic rejuvenation of an Early Jurassic margin in the Central Apennines: The "Mt. Cosce Breccia"*. Sedimentary Geology, **387**: 57-74.

Civico R., Blumetti A.M., Chiarini E., Cinti F.R., La Posta E., Papasodaro F., Sapia V., Baldo M., Lollino G. & Pantosti D. (2016) - *Traces of the active Capitignano and San Giovanni faults (Abruzzi Apennines, Italy).* Journal of Maps, 2016. http://dx.doi.org/10.1080/17445647.2016.1239229

Civico R., Pucci S., Villani F., Pizzimenti L., De Martini P. M., Nappi R., & the Open EMERGEO Working Group (2018) - *Surface ruptures following the 30 October 2016 Mw 6.5 Norcia earthquake, central Italy*. Journal of Maps, **14**(2): 151-160. https://doi.org/10.1080/17445647.2018.1441756

Civitelli C., Corda L. & Mariotti G. (1986a) - *Il bacino sabino: 2) sedimentologia della serie calcarea e marnoso spongolitica (Paleogene-Miocene).* Mem Soc. Geol. It., **35**: 33-47.

Civitelli C., Corda L. & Mariotti G. (1986b) - *Il bacino sabino: 3) evoluzione sedimentaria ed inquadramento regionale dall'Oligocene al Serravalliano*. Mem. Soc. Geol. It., **35**: 399-406.

Cloetingh S. (1988) - *Intraplate stresses: a tectonic cause for third-order cycles in apparent sea*

PROOF

level?. In: Sea Level Changes-An Integrated Approach. SEPM, Special Publication, **42**: 19-29.

Coccioni R. & Galeotti S. (2003) - *The mid-Cenomanian Event: prelude to OAE 2*. Paleog., Palaeocl., Palaeoec., **190**: 427-440.

Cohen K. & Gibbard P. (2022) - *Global chronostratigraphical correlation table for the last 2.7 million years v.2019 (Poster version)*. Mendeley Data, **V5**, doi: 10.17632/dtsn3xn3n6.5

Colacicchi R. & Baldanza A. (1986) - *Carbonate turbidites in a Mesozoic pelagic basin: Scaglia Formation, Apennines-comparison with siliciclastic depositional models*. Sedimentary Geology, **48**(1-2): 81-105.

Colacicchi R., Baldanza A. & Parisi G. (1985) - *Torbiditi carbonatiche nella Scaglia Rossa del bacino Umbro-marchigiano: stratigrafia, sedimentologia e confronto con le torbiditi silicoclastiche.* Geologica Romana, **24**: 35-72.

Colacicchi R., Nocchi M., Parisi G., Monaco P. & Baldanza A. (1986) - *Biostratigrafia applicata all'evoluzione paleogeografica del margine della piattaforma Laziale-Abruzzese (Italia) tra il Cretaceo superiore e l'Oligocene inferiore*. Mem. I Jornadas de Paleont., **1**: 71-79.

Colacicchi R., Passeri L. & Pialli G. (1970) - *Nuovi dati sul Giurese umbro-marchigiano ed ipotesi per un suo inquadramento regionale*. Mem. Soc. Geol. It., **9**: 839-874.

Colalongo M.L., Di Grande A., D'Onofrio S., Giannelli L., Iaccarino S., Mazzei R., Romeo M. & Salvatorini G. (1979) - *Stratigraphy of Late Miocene Italian sections straddling the Tortonian/Messinian boundary.* Boll. Soc. Paleont. It, **18** (2): 258-302.

Coli M. (1976) - *Lineazioni da foto aeree nell'intorno della linea Ancona-Anzio nella zona d'incontro dell'Umbria e dell'Abruzzo*. L'Universo, anno LVI, n.**3**.

Coli M. (1981) - *Studio strutturale della "Linea Ancona-Anzio" tra Posta ed Antrodoco (Gole del Velino)*. Boll. Soc. Geol. It., **100**: 171-182.

Coltorti M. & Pieruccini P. (2000) - *A late Lower Pliocene planation surface across the italian peninsula: a key tool in neotectonic studies.* J. Geodynamics, **29**: 323-328.

Coltorti M. & Pieruccini P. (2002) - *The late Lower Pliocene planation surface and mountain building of the Apennines (Italy).* In: Dramis F., Farabollini P., Molin P. (Eds) - *Large-scale vertical movements and related gravitational processes*. Studi Geologici Camerti, N° sp., 45-60.

Conte G., Martarelli L., Monti G.M., Motteran G., Scalise A.R., Serafini R. & Silvi A. (2018) - *Caratteristiche idrogeologiche del foglio n.348 Antrodoco della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000.* Mem. Descr. Carta Geol. d'It., **10**: 7-60.

Conti M.A. & Monari S. (1992) - *Thin-shelled bivalves from the Jurassic Rosso Ammonitico and Calcari a Posidonia Formations of the Umbrian-Marchean Apennine (Central Italy)*. Paleopelagos, **2**: 192-213.

Coparex International (1987) - *Relazione tecnica sui lavori eseguiti durante i primi trentasei mesi del primo periodo di vigenza del permesso di ricerca idrocarburi liquidi e gassosi denominato "Capitignano"*. Documentazione tecnica dei titoli minerari cessati. Permesso di ricerca Capitignano. Progetto ViDePi, https://www.socgeol.it/295/progetto-videpi.html https://videpi.com.

Corda L. & Brandano M. (2003) - *Aphotic zone carbonate production on a Miocene ramp, central Apennines*. Sediment. Geol., **161**: 55-70.

Corda L. & Morelli C. (1996) - *Compositional evolution of the Laga and Cellino sandstones (Messinian -Lower Pliocene, Adriatic foredeep).* Boll. Soc. Geol. It., **115**: 423-437.

Corrado S., Cosentino D., Parotto M. & Vecchia P. (1995) - *Verifica delle compatibilità geometriche e cinematiche del thrust-belt sabino (Appennnino centrale).* Studi Geol. Camerti, Vol. Spec. 1995/2: 145-153.

Cortinovis S., Balsamo F., Storti F., La Valle F., Fondriest M. & Di Toro G. (2018) - *Architecture and fault rocks of the seismogenic Monte Marine fault zone (Central Apennines, Italy).* GNGTS 2018, Sessione 1.1, 39-41.

Cosentino D., Cipollari P., Marsili P. & Scrocca D. (2010) - *Geology of the central Apennines: a regional review*. In: Beltrando M., Peccerillo A., Mattei M., Conticelli S. & Doglioni C. (Eds.) - Journal of the Virtual Explorer, **36**: paper 12, doi:10.3809/jvirtex.2010.00223.

PROOF NOT CORRECTED

Cosentino D., Miccadei E., Barberi R., Basilici G., Cipollari P., Parotto M. & Piacentini T. (a cura di) (2014) - *Note illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000. Foglio 357 Cittaducale*. APAT - Servizio Geologico d'Italia.

Cosentino D. & Parotto M. (1991) - *La struttura a falde della Sabina (Appennino centrale)*. Studi Geol. Camerti, Vol. Spec. 1991/2: 381-387.

Cosentino D., Scoppola C., Scrocca D. & Vecchia P. (1991) - *Stile strutturale dei Monti Reatini e dei Monti Sabini settentrionali (Appennino centrale) a confronto*. Studi Geol. Camerti, Vol. Spec. 1991/2: 55-61.

Cosentino D., Asti R., Nocentini M., Gliozzi E., Kotsakis T., Mattei M., Esu D., Spadi M., Tallini M., Cifelli F., Pennacchioni M., Cavuoto G. & Di Fiore V. (2017) - *New insights into the onset and evolution of the central Apennine extensional intermontane basins based on the tectonically active L'Aquila Basin (central Italy)*. GSA Bulletin, **129** (9-10): 1314-1336.

Cowie P.A. & Scholz C.H. (1992) - *Displacement-length scaling relationships for faults: data synthesis and discussion.* Journal of Structural Geology, **14**: 1149-1156.

Crescenti U. (1969) - *Serie stratigrafiche della serie calcarea dal Lias al Miocene nella regione Marchigiano Abruzzese: parte I e II*. Mem. Soc. Geol. It., **8**: 155-204 e 343-420.

Cresta S., Cecca F., Santantonio M., Pallini G., Broennimann P., Baldanza A., Colacicchi R., Monaco P., Nocchi M., Parisi G. & Venturi F. (1988) - *Stratigraphic correlations in the Jurassic of the Umbria- Marche Apennines (Central Italy)*. Proc. 2nd Int. Symp. on Jurrassic Stratig. Lisbona, 1987.

Currado C, Fredi P, Giuliani R. & Lupia Palmieri E. (2002) - *Drainage systems and active extensional tectonics: an example from Central Apennines (Italy)*. In: Dramis F., Farabollini P. & Molin P. (Eds.) - *Large-scale vertical movements and related gravitational processes, Int. Workshop, Camerino-Rome 21th - 26th June 1999,* Studi Geol. Cam., Vol Spec. 2002, 69-77.

D'Agostino N., Jackson J.A., Dramis F. & Funiciello R. (2001) - *Interactions between mantle upwelling, drainage evolution and active normal faulting: an example from the central Apennines (Italy).* Geophys. J. Int., **147**: 475-497.

Dallan-Nardi L., Elter P. & Nardi R. (1971) - *Considerazioni sull'arco dell'Appennino settentrionale e sulla linea "Ancona-Anzio"*. Boll. Soc. Geol. It., **90**: 203-211.

Damiani A.V. (2011) - *Note illustrative del Foglio geologico n. 336 "Spoleto" della Carta geologica d'Italia alla scala 1:50.000*. Servizio Geologico d'Italia, ISPRA. Roma. 176 p.p.

Damiani A.V., Chiocchini M., Colacicchi R., Mariotti G., Parotto M., Passeri L. & Praturlon A. (1991) - *Elementi litostratigrafici per una sintesi delle facies carbonatiche meso-cenozoiche dell'Appennino centrale*. Studi Geol. Camerti, Vol. Spec. 1991/2: 187-213.

D'Argenio B., Ferreri V. & Amodio S. (2011) - *Eustatic cycles and tectonics in the Cretaceous shallow Tethys, Central-Southern Apennines.* Ital. J. Geosci., **130** (1): 119-127.

D'Argenio B. & Mindszenty A. (1995) - *Bauxites and related paleokarst: Tectonic and climate event markers at regional unconformities.* Ecl. Geol. Helv., **88**: 453-499.

De Boer B., Van de Wal R.S.W., Bintanja R., Lourens L.J. & Tuenter E. (2010) - *Cenozoic global ice-volume and temperature simulations with 1-D ice-sheet models forced by benthic δ18O records.* Ann. Glaciol., **51**: 23-33.

Decandia F.A., Lazzarotto A., Liotta D., Cernobori L. & Nicolich R. (1998) - *Results of the CROP03 deep seismic reflection profile.* Mem. Soc. Geol. It., **52**: 427-439.

De Feyter A.J. & Delle Rose M. (2002) - *The Laga Detachment Zone in the M. Marine Anticline (Central Apennines, Italy)*. Boll. Soc. Geol. It., Vol. Spec., **1**: 219-227.

De Paola N., Mirabella F., Barchi M.R. & Burchielli F. (2006) - *Early orogenic normal faults and their reactivation during thrust belt evolution: the Gubbio Fault case study, Umbria-Marche Apennines (Italy)*. Journ. of Struct. Geol., **28**: 1948-1957.

Deiana G., Pasqualini L., Salvucci R., Stroppa P. & Tondi E. (1995) - *Il sistema dei sovrascorrimenti dei Monti Reatini: analisi geometrica e cinematica.* Studi Geol. Camerti, Vol. Spec. 1995/2, 199-206.

PROGETTO GAIA

Dela Pierre F. (1992) - *Stratigrafia, sedimentologia e discontinuità stratigrafiche nella succesione paleogenica dell'Abruzzo settentrionale (zona di transizione tra la piattaforma laziale-abruzzese e il bacino marchigiano)*. Tesi di dottorato. Univ. Di Torino, pp. 147.

Dela Pierre F. (1994) - *Stratigrafia della successione cretacico-paleogenica affiorante tra la valle del Velino e la valle dell'Aterno (Appennino centrale).* Atti Tic. Sc. Terra, Serie Spec., **2**: 119-130.

Dela Pierre F. & Clari P. (1994) - *Discontinuità stratigrafiche ed evoluzione tettonico-sedimentaria paleogenica della catena del Gran Sasso d'Italia.* Atti Tic. Sc. Terra, Serie speciale, **2**: 97-117.

Demangeot J. (1952) - *Sur la continuité de la surface villafranchienne du Tibre à l'Adritique*. Lincei Rend. Sc. fis. mat. e nat., XII.

Demangeot J. (1965) - *Géomorphologie des Abruzzes Adriatiques. Centre de Recherches et Documentation Cartographiques et Géografiques*. Mémoires et Documents, Numero hors série: 430 pp., Paris.

Densmore A. L., Dawers N. H., Gupta S., Allen P. A. & Gilpin R. (2003) - *Landscape evolution at extensional relay zones*. J. Geophys. Res., **108**(B5), 2273, doi:10.1029/2001JB001741.

Destro N., Szatmari P., Alkmim F.F. & Magnavita L.P. (2003) - *Release faults, associated structures, and their control on petroleum trends in the Reconcavo rift, northeast Brazil.* A.A.P.G. Bulletin, **87/7**: 1123-1144.

Di Bucci D., Buttinelli M., D'Ambrogi C., Scrocca D. (2021) - *The RETRACE-3D Working group- RETRACE-3D project: a multidisciplinary collaboration to build a crustal model for the 2016-2018 Central Italy seismic sequence*. Boll. Geofis. Teor. Appl. https://doi.org/10.4430/bgta0343.

Di Domenica A., Petricca P., Trippetta F., Carminati E. & Calamita F. (2014) - *Investigating fault reactivation during multiple tectonic inversions through mechanical and numerical modeling: an application to the Central-Northern Apennines of Italy*. Journ. of Struct. Geol., **67**: 167-185.

Di Domenica A., Scisciani V., Pizzi A. & Calamita F. (2008) - *Relazioni tra faglie normali e sovrascorrimenti lungo le strutture trasversali dell'Appennino centrale.* Rendiconti Online Società Geologica Italiana, **2** (1-3): 1-4.

Di Domenica A., Turtù A., Satolli S. & Calamita F. (2012) - *Relationships between thrusts and normal faults in curved belts: new insight in the inversion tectonics of the Central-Northern Apennines (Italy)*. Journ. of Struct. Geol., **42**: 104-117.

Di Filippo M. & Toro B. (1982) - *Anomalie di Bouger lungo la linea "Olevano-Antrodoco"*. Rend. Soc. Geol. It., **5**: 29-30.

Di Stefano A., Foresi L.M., Lirer F., Iaccarino S.M., Turco E., Amore F.O., Mazzei R., Morabito S., Salvatorini G. & Aziz H.A. (2008) - *Calcareous plankton high resolution bio-magnetostratigraphy for the Langhian of the Mediterranean area.* Riv. It. di Paleontologia e Stratigrafia, **114**: 51-76.

Doglioni C. (1995) - *Geological remarks on the relationships between extension and convergent geodynamic settings.* Tectonophysics, **252**: 253-267.

Doglioni C., Carminati E., Petricca P. & Riguzzi F. (2015) - *Normal fault earthquakes or graviquakes.* Scientific Reports, **5**, 12110; doi: 10.1038/srep12110.

Doglioni C., D'Agostino N. & Mariotti G. (1998) - *Normal faulting vs regional subsidence and sedimentation rate*. Marine and Petroleum Geology, **15**: 737-750.

Dramis F., Farabollini P., Gentili B. & Pambianchi G. (1995) - *Neotectonics and large-scale gravitational phenomena in the Umbria-Marche Apennines, Italy*. In: Slaymaker O. (Ed.) - *Steepland Geomorphology*. J Wiley & Sons Chichester pp: 199-217.

Drzewiecki P.A. & Simo J.A. (1997) - *Carbonate platform drowning and oceanic anoxic events on a mid-Cretaceous carbonate platform, south-central Pyrenees, Spain*. Journal of Sedimentary Research, **67**: 698-714.

Elter P., Giglia G., Tongiorgi M. & Trevisan L. (1975) - *Tensional and compressional areas in the recent (Tortonian to present) evolution of the Northern Apennines*. Boll. Geof. Teor. e Appl., **65**: 3-18.

PROGETTO CARG

ENEL (1969) - *Impianto di Capitignano. Risultati delle indagini geognostiche*. EG/22. Direzione Costruzioni Idrauliche Elettriche e Civili - Centro Nazionale Studi e Progetti - Servizio Geologico e Geotecnico. Rapporto inedito.

ERLICH R.N., BARRET S.F. & GUO B.J. (1990) - *Seismic and geologic characteristics of drowning events on carbonate platform*. A.A.P.G. Bull., **74** (10): 1523-1537.

ERSLEV E.A. (1991) - *Trishear fault-propagation folding*. Geology, **19**: 617-620.

ESU D. & GIROTTI O. (1991) - *Late Pliocene and Pleistocene assemblages of continental molluscs in Italy: a survey*. Il Quaternario, **41a**: 137-150.

FACCENNA C., DAVY P., BRUN J. P., FUNICIELLO R., GIARDINI D., MATTEI M. & NALPAS T. (1996) - *The dynamics of back-arc extension: An experimental approach to the opening of the Tyrrhenian Sea.* Geophysical Journal International, **126**(3): 781-795.

FARINACCI A. (1967) - *La serie giurassico-neocomiana di Monte Lacerone (Sabina). Nuove vedute sull'interpretazione paleogeografia delle aree di facies umbro-marchigiana*. Geologica Romana, **6**: 421-480.

FARINACCI A. (2000/2002) - *Palaeosol in Apennine carbonate platform connected with Jurassic "main gap" discontinuity. Vallepietra palaeosol*. Geologica Romana, **36**: 163-167.

FARINACCI A., MARIOTTI N., NICOSIA U., PALLINI G. & SCHIAVINOTTO F. (1981) - *Jurassic sediments in the umbria-marchean Apennines: an alternative model.* In: FARINACCI A. & ELMI S. (Eds.) - *"Rosso Ammonitico Symposium Proceedings"*. Edizioni Tecnoscienza, Roma, 335-398.

FARRIMOND P., EGLINTON G., BRASSEL S.C. & JENKYNS H.C. (1990) - *The Cenomanian-Turonian anoxic event in Europe: an organical geochemical study*. Marine and Petroleum Geology, **7**: 75-89.

FERRI F., EULILLI V., PUZZILLI L.M., CALCATERRA S. & PULSINELLI C. (2010) - *Geophysical surveys in some intermountain basins of the Central Apennines.* 85° Congr. Soc. Geol. It., Sess.18: 623-624, Pisa.

FESTA A. (1999) - *Structural relationships between the Umbria, Lazio-Abruzzi and Marche domains in a sector extending from the Monte Sibillini thrust front to the Monte Gorzano ridge (Central Apennines, Italy).* Annales Tectonicae, **XIII** n. **1-2**: 37-50.

FESTA A. (2002) - *Evoluzione strutturale del settore meridionale del sovrascorrimento dei Monti Sibillini (Appennino centrale).* Mem. Soc. Geol. It., **57**: 369-377.

FESTA A. & PIANA F. (2003) - *Carta geologica delle alte valli del Velino, Tronto e Aterno (Appennino centrale). Scala 1:25.000.* Con Note Illustrative. Litografia Geda.

FLÜGEL E. (2004) - *Microfacies of carbonate rocks. Analysis, Interpretation and Application*. Springer, Berlin, pp. 976.

FORESI L.M., BONOMO S., CARUSO A., DI STEFANO A., DI STEFANO E., IACCARINO S.M., LIRER F., MAZZEI R., SALVATORINI G. & SPROVIERI R. (2002) - *High resolution calcareous plankton biostratigraphy of the Serravallian succession of the Tremiti Islands (Adriatic Sea, Italy).* Riv. It. Paleont.Strat., **108** (2): 257-273.

FORNACIARI E. & RIO D. (1996) - *Latest Oligocene to Early Miocene quantitative calcareous nannofossil biostratigraphy in the Mediterranean Region.* Micropaleontology, **42**: 1-36.

FORNACIARI E., DI STEFANO A., RIO D. & NEGRI A. (1996) - *Middle Miocene quantitative calcareous nannofossil biostratigraphy in the Mediterranean Region.* Micropaleontology, **42**: 37-63.

FUBELLI G., DELLA SETA M. & AMATO G. (2014) - *Drainage system adjustment in response to the opening of the Rieti intermontae basin (Central Italy): geostatistical reconstruction of the Paleo-Farfa River alluvial plain.* Rend. Fis. Acc. Lincei, **25** (S2): 167-176.

FUBELLI G., FALCUCCI E., MEI A. & DRAMIS F. (2008) - *Evoluzione quaternaria del bacino di Leonessa (Rieti).* Il Quaternario, Italian Journal of Quaternary Sciences, **21**(2): 457-468.

FUBELLI D., GORI S., FALCUCCI E., GALADINI F. & MESSINA P. (2009) - *Geomorphic signatures of recent normal fault activity versus geological evidence of inactivity: Case studies from the central Apennines (Italy).* Tectonophysics, **476**: 252-268.

GAETA M., PALLADINO D. M., KARNER D. B. & RENNE P. R. (2010) - *Vulcanoclastiti della Valle di Corno (SFG_1).* In: CENTAMORE E. & DRAMIS F. (a cura di) - *Note illustrative della Carta Geologi-*

PROOF TO CHECK

ca d'Italia alla scala 1:50.000 - Foglio 358 Pescorocchiano. Servizio Geologico d'Italia. A.T.I. - SystemCart srl - L.A.C. srl - S.EL.CA srl, 2010.

Galadini F. (1999) - *Pleistocene change in the central Apennine fault kinematics, a key to decipher active tectonics in central Italy*. Tectonics, **18**(5): 877-894.

Galadini F. & Galli P. (2000) - *Active tectonics in the central Apennines (Italy). Input data for seismic hazard assessment.* Natural Hazard, **22**: 225-270.

Galadini F. & Messina P. (2001) - *Plio-Quaternary changes of the normal fault architecture in the Central Apennines (Italy).* Geodinamica Acta, **14**: 321-344.

Galadini F. & Messina P. (2004) - *Early-Middle Pleistocene eastward migration of the Abruzzi Apennine (central Italy) extensional domain.* Journal of Geodynamics, **37**: 57-81.

Galadini F., Messina P., Giaccio B. & Sposato A. (2003) - *Early uplift of the Abruzzi Apennines (central Italy): available geomorphological constraints.* Quaternary Intern., **101**: 125-135.

Galadini F., Messina P. & Sposato A. (2000) - *Tettonica quaternaria nell'Appennino centrale e caratterizzazione dell'attività di faglie nel Pleistocene superiore-Olocene*. In: Galadini F, Meletti C, Rebez A (Eds) - *Le ricerche del GNDT nel campo della pericolosità sismica (1996-1999)*. CNR-GNDC, 157-169.

Galli P., Giaccio B. & Messina P. (2010) -*The 2009 central Italy earthquake seen through 0.5 Myr-long tectonic history of the L'Aquila faults system.* Quaternary Science Reviews, **29** (27): 3768-3789.

Galli P., Giaccio B., Messina P., Peronace E. & Zuppi G.M. (2011) - *Paleoseismology of the L'Aquila faults (Central Italy, 2009, Mw 6.3 earthquake): implications for active fault linkage*. Geophysical Journal International, **187**: 1119-1134.

Galli P., Peronace E., Bramerini F., Castenetto S., Naso G., Cassone F., & Pallone F. (2016). *The MCS intensity distribution of the devastating 24 August 2016 earthquake in central Italy (MW 6.2)*. Annals of Geophysics, **59**.

Galluzzo F. & Santantonio M. (2002) - *The Sabina Plateau; a new element in the Mesozoic palaeogeography of central Apennines*. Boll. Soc. Geol., Vol. Spec., **1**: 561-588.

Gandin A. & Capezzuoli E. (2008) - *Travertine versus calcareous tufa:distinctive petrologic features and stable isotopes signatures.* Il Quaternario - *Italian Journal of Quaternary Sciences,* 21(1B):125-136.

Ge.Mi.Na (1963) - *Ligniti e torbe dell'Italia continentale.* ILTE, Torino, 319 pp.

Geurts A.H., Cowie P.A., Duclaux G., Gawthorpe R.L., Huismans R.S., Pedersen V.K. & Wedmore L.N.J. (2018) - *Drainage integration and sediment dispersal in active continental rifts: a numerical modelling study of the central Italian Apennines*. Basin Research, **30** (5): 965-989.

Geurts A.H., Whittaker A.C. & Gawthorpe R.L. (2020) - *Transient landscape and stratigraphic responses to drainage integration in the actively extending central Italian Apennines.* Geomorphology, **353**, 107013. https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2019.107013

Ghisetti F., Follador U., Casnedi R. & Vezzani L. (1994) - *Assetto tettonico delle zone esterne dell'Appennino abruzzese: elementi di analisi stratigrafico-strutturali*. Atti Tic. Sc. Terra, Serie Spec., **2**: 5-43.

Ghisetti F. & Vezzani L. (1988) - *Geometric and Kinematic complexities in the Marche-Abruzzi external zones (Central Apennines, Italy*). Geol. Rundsch., **77**/1: 63-78.

Ghisetti F. & Vezzani L. (1991) - *Thrust belt development in the Central Apennines (Italy): northward polarity of thrusting and out-of-sequence deformations in the Gran Sasso chain.* Tectonics, **10**: 904-919.

Giaccio B., Galli P., Messina P., Peronace E., Scardia G., Sottili G., Sposato A., Chiarini E., Jicha B. & Silvestri S. (2012) - *Fault and basin depocentre migration over the last 2 Ma in the L'Aquila 2009 earthquake region, central Italian Apennines.* Quaternary Science Reviews, **56**: 69-88

Gill G.A. & Santantonio M. (1996) - *Qualche considerazione sulle pelagiti carbonatiche e silicee e sui loro paleoambienti nel Giurassico umbro-marchigiano e sabino*. In: Santantonio M. & Gal-

LUZZO F. - *Geometrie e facies delle pelagiti del Giurassico sabino e umbro-marchigiano*. Guida al seminario del Gruppo Informale di Sedimentologia del CNR, 2-5 maggio 1996.

GILL G.A., SANTANTONIO M. & LATHUILIÈRE B. (2004) - *The depth of pelagic deposits in the Tethyan Jurassic and the use of corals: an example from the Apennines*. Sedimentary Geology, **166**: 311-334.

GIRAUDI C. (1998) - *Il glacialismo tardo-pleistocenico del massiccio del Terminillo (Lazio- Appennino Centrale)*. Il Quaternario, **11**(1): 121-125.

GIRAUDI C. (2011) - *Chapter 17 - Middle Pleistocene to Holocene Glaciations in the Italian Apennines*. In EHLERS J., GIBBARD P. L., HUGHES P. D. (Ed.) - *Quaternary Glaciations - Extent and Chronology A Closer Look*. Developments in Quaternary Sciences, **15**: 211-219

GRASSO M., PEDLEY H.M. & MANISCALCO R. (1994) - *The application of a Late Burdigalian-Early Langhian event in correlating complex Tertiary orogenic carbonate successions within the central Mediterranean*. Géologie Méditerranéenne, **XXI** (1-2): 69-83.

GRAZIANO R. (2000) - *The Aptian-Albian of the Apulia Carbonate Platform (Gargano Promontory, southern Italy): Evidence of palaeoceanographic and tectonic controls on the stratigraphic architecture of the platform margin.* Cretaceous Research, **21**(1): 107-126. DOI: 10.1006/cres.2000.0201.

GUEGUEN E., DOGLIONI C. & FERNANDEZ M. (1997) - *Lithospheric boudinage in the Western Mediterranean back-arc basins*. Terra Nova, **9** (4): 184-187.

GUELI A. (2014) (a cura di) - *Caratterizzazione e datazione dei sedimenti di Pizzoli.* Università degli Studi di Catania-Dipartimento di Fisica e astronomia - ISPRA. Cottimo Fiduciario 156/12/CF. Rapporto Interno.

GUIDOBONI E., FERRARI G., MARIOTTI D., COMASTRI A., TARABUSI G., SGATTONI G. & VALENSISE G. (2018) - *CFTI5Med, Catalogo dei Forti Terremoti in Italia (461 a.C.-1997) e nell'area Mediterranea (760 a.C.-1500).* Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia (INGV). https://doi.org/10.6092/ingv.it-cfti5

GUIDOBONI, E., FERRARI, G., TARABUSI, G., SGATTONI, G., COMASTRI, A., MARIOTTI, D. & VALENSISE, G. (2019). *CFTI5Med, the new release of the catalogue of strong earthquakes in Italy and in the Mediterranean area.* Scientific data, **6**(1): 1-15. https://doi.org/10.1038/s41597-019-0091-9.

GUSIC I. & JELASKA V. (1993) - *Upper Cenomanian-Lower Turonian sea level rise and its consequences on the Adriatic-Dinaric carbonate platform*. Geologische Rundschau, **82**: 676-686.

HALLAM A. (1988) - *A re-evaluation of Jurassic eustasy.* In: WILGUS C.K., HASTINGS B.S., KENDALL C.G.ST., POSAMENTIER H.W., ROSS C.A. & VAN WAGONER C.J. (Eds.) - *Sea-level Changes: an integrated Approach*. SEPM, Spec. Publ., **42**: 261-284.

HANDY M.R., SCHMID S.M., BOUSQUET R., KISSLING E. & BERNOULLI D. (2010) - *Reconciling plate-tectonic reconstructions of Alpine Tethys with the geological-geophysical record of spreading and subduction in the Alps*. Earth-Science Reviews, **102**: 121-158.

HAQ B.U. (2014) - *Cretaceous eustasy revisited.* Global and Planetary Change, **113**: 44-58. https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2013.12.007.

HAQ B.U., HARDENBOL J. & VAIL P.R. (1988) - *Mesozoic and Cenozoic chronostratigraphy and cycles of sea-level change*. In: WILGUS C.K., HASTINGS B.S., KENDALL C.G.S., POSAMENTIER H.W., ROSS C.A. & VAN WAGONER C.J. (Eds.) - *Sea-level Changes: an integrated Approach*. SEPM, Spec. Publ., **42**: 71-108.

HARDENBOL J., THIERRY J., FARLEY M.B., JACQUIN T., DE GRACIANSKY P.C. & VAIL P.R. (1998) - *Mesozoic and Cenozoic sequence chronostratigraphic framework of European basins.* In: DE GRACIANSKY P.C., HARDENBOL J., THIERRY J. & VAIL P.R. (Eds.) - *Mesozoic and Cenozoic sequence stratigraphy of European basins*. SEPM, Spec. Publ., **60**: 3-13.

HEIM A. (1921) - *Geologie der Schweiz*. Band II/I Tauchnitz, Leipzig.

HOLBOURN A., KUHNT W., LYLE M., SCHNEIDER L., ROMERO O. & ANDERSEN N. (2014) - *Middle Miocene climate cooling linked to intensification of eastern equatorial Pacific upwelling*. Geology, **42** (1): 19-22.

PROOFS

Iaccarino S. (1985) - *Mediterranean Miocene and Pliocene Planktic Foraminifera*. In: Bolli H.M., Saunders J.B. & Perch-Nielsen K. (Eds.) - *Plankton Stratigraphy*. Cambridge University Press, 283-314.

Iaccarino S. & Premoli Silva I. (2007) - *Practical manual of Neogene Planktonic Foraminifera*. In: Biolzi M., Iaccarino S.M., Turco E., Checconi A. & Rettori R. (Eds) - *International School on Planktonic Foraminifera*. Dip. Sc. Terra Perugia: pp. 142, 39 tavv.

Iezzi F., Francescone M., Pizzi A., Blumetti A.M., Boncio P., Di Manna P., Pace B., Piacentini T., Papasodaro F., Morelli F., Caciagli M., Chiappini M., D'Ajello Caracciolo F., Materni V., Nicolosi I., Sapia V. & Urbini S. (2022) - *Paleoseismological surveys for the identification of capable faults in urban areas: the case of the Mt. Marine Fault (Central Apennines, Italy).* 11th International INQUA Meeting on Paleoseismology, Active Tectonics and Archeoseismology (Atti PATA Days 2022, France, Aix-en-Provence, 26-30 September, 2022).

ISPRA - Servizio Geologico d'Italia (2009b) - *Carta geologica d'Italia in scala 1:50.000. Aggiornamento ed integrazioni delle linee guida della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000.* Quad. serie III, Vol. 12, Fascicolo III. Modifiche ed integrazioni al Quaderno n. 1/1992.

ISPRA - Servizio Geologico d'Italia (2010a) - *Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000. Foglio 349 Gran Sasso*. https://www.isprambiente.gov.it/ Media/carg/349_ GRANSASSO/Foglio. html

ISPRA - Servizio Geologico d'Italia (2010b) - *Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000. Foglio 358 Pescorocchiano*. S.EL.CA, Firenze.

ISPRA - Servizio Geologico d'Italia (2011) - *Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000. Foglio 336 Spoleto*. S.EL.CA, Firenze.

ISPRA - Servizio Geologico d'Italia (2014) - *Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000. Foglio 357 Cittaducale.* S.EL.CA, Firenze.

ISPRA-Servizio Geologico d'Italia (2018) - *Carta Idrogeologica d'Italia - 1:50.000. Nuove linee guida al rilevamento e alla rappresentazione della Carta Idrogeologica d'Italia "Hydrogeological Map of Italy - 1:50.000 scale. New guidelines to survey and mapping for the Hydrogeological Map of Italy"*. Quaderni ISPRA-Servizio Geologico d'Italia, serie III, vol.**14**, Rome, Italy.

ISPRA - Servizio Geologico d'Italia (2022a) - *Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000. Foglio 337 Norcia*. https://www.isprambiente.gov.it/Media/carg/, doi: 10.15161/oar.it/75556

ISPRA - Servizio Geologico d'Italia (2022b) - *Aggiornamento e integrazioni delle linee guida per la realizzazione della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000 - Progetto Carg - Modifiche ed integrazioni ai quaderni n. 1/1992, n. 2/1996, n. 6/1997 e n. 12/2009.* Quad. serie III, Vol. 15, Versione 1.0/2022.

ISPRA - Servizio Geologico d'Italia (in stampa a) - *Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000. Foglio 347 Rieti*.

ISPRA - Servizio Geologico d'Italia (in stampa b) - *Carta Gravimetrica d'Italia alla scala 1:50.000. Foglio 348 Antrodoco.*

James N.P., Boreen T.D., Bone Y. & Feary D.A. (1994) - *Holocene carbonate sedimentation on the west Eucla shelf, great Australian bight: a shaved shelf.* Sedim. Geol., **90**: 161-177.

Jaurand E. (1998) - *Les glaciers disparus de l'Apennin. Géomorphologie et paléonvironments glaciares de l'Italie Péninsulaire*. Publications de la Sorbonne, Université de Paris I - Panthéon Sorbonne, 382 pp.

Jenkyns H.C. (1985) - *The Early Toarcian and Cenomanian-Turonian anoxis events in Europe. Comparisons and contrasts*. Geologische Rundschau, **74**: 505-518.

Jenkyns H.C. (1988) - *The Early Toarcian (Jurassic) anoxic event: stratigraphic, sedimentary, and geochemical evidence*. Am. J. Sci., **288**: 101-151.

Jenkyns H.C. (1991) - *Impact of Cretaceous sea level rise and anoxic events in the Mesozoic carbonate platform of Yugoslavia.* A.A.P.G. Bull., **75**: 1007-1017.

Koopman A. (1983) - *Detachment tectonics in the Central Apennines, Italy.* Geologica Ultraiectina, **30**-1, Utrecht, 155 pp.

PROOF ONLY

La Valle F. (2019) - *Factors controlling the thickness of fault damage zones in carbonates (Central Apennines, Italy).* Tesi Laurea, Università di Padova.

Lavecchia G., Castaldo R., De Nardis R., De Novellis V., Ferrarini F., Pepe S., Brozzetti F., Solaro G., Cirillo D., Bonano N., Boncio P., Casu F., De Luca C., Lanari R., Manunta M., Manzo M., Pepe A., Zinno I. & Tizzani P. (2016) - *Ground deformation and source geometry of the 24 August 2016 Amatrice earthquake (Central Italy) investigated through analytical and numerical modeling of DInSAR measurements and structural-geological data.* Geophysical Research Letters, **43**(24): 12-389.

Lavecchia G., Ferrarini F., Brozzetti F., De Nardis R., Boncio P. & Chiaraluce L. (2012) - *From surface geology to aftershock analysis: Constraints on the geometry of the L'Aquila 2009 seismogenic fault system.* Ital. J. Geosc., **131**(3): 330-347.

Lavecchia G., Minelli G. & Pialli G. (1988) - *The Umbria-Marche arcuate fold belt (Italy).* Tectonophysics, **146**: 125-137.

Lister G. S. & Snoke A. W. (1984) - *S-C mylonites*. Journal of Structural Geology, **6** (6): 617-638.

Lotti B. (1906) - *Osservazioni geologiche nei dintorni di Rieti*. Boll. R. Com. Geol. d'It., **37**: 280-316.

Lotti B. (1926) - *Descrizione geologica dell'Umbria*. Mem. Descr. Carta Geol. d'It., **21**, 320 pp.

Lotti B. & Crema C. (1927) - *I terreni mesozoici dell'Appennino centrale: Studi sulla zona di transizione dalla facies umbro-marchigiana a quella abruzzese nella conca di Leonessa*. Boll. R. Uff. Geol. d'It., **52**: 1-15.

Lustrino M., Morra V., Fedele L. & Franciosi L. (2009) - *Beginning of the Apennine subduction system in central western Mediterranean: Constraints from Cenozoic "orogenic" magmatic activity of Sardinia, Italy*. Tectonics, **28**, tc5016, doi:10.1029/2008tc002419.

Magri D., Di Rita F. & Palombo M.R. (2010) - *An Early Pleistocene interglacial record from an intermontane basin of central Italy (Scoppito, L'Aquila).* Quat. Int., **225**: 106-113.

Mancini M., Cavuoto G., Pandolfi L., Petronio C., Salari L. & Sardella R. (2012) - *Coupling basin infill history and mammal biochronology in a Pleistocene intramontane basin: The case of western L'Aquila Basin (central Apennines, Italy).* Quat. Int., **267**: 62-77.

Marchegiani L., Deiana G. & Tondi E. (1997) - *Tettonica pre-orogenica in Appennino centrale.* Studi Geol. Camerti, **14**: 211-228.

Marchegiani L., Bertotti G., Cello G., Deiana G., Mazzoli S. & Tondi E. (1999) - *Pre-orogenic tectonics in the Umbria-Marche sector of the Afro-Adriatic continental margin*. Tectonophysics, **315**: 123-143.

Marini G. (1967) - *Il lago pleistocenico della conca de L'Aquila*. 63 pp., Libreria Gullà, Roma.

Marini M., Milli S. & Moscatelli M. (2011) - *Facies and architecture of the Lower Messinian turbidite lobe complexes from the Laga Basin (central Apennines, Italy).* Journal of Mediterranean Earth Sciences, **3**: 45-72.

Marino M. (2004) - *Multidisciplinar analysis of the geological record of carbonate platform drowning: the Calcare Massiccio-Carniola boundary in the Lower Jurassic of the Umbria-Marche-Sabina Apennines (Central Italy).* Tesi di Dottorato in Scienze della Terra, XVI ciclo, Università degli Studi di Roma "La Sapienza": pp. 129, Roma.

Marino M. & Santantonio M. (2010) - *Understanding the geological record of carbonate platform drowning across rifted Tethyan margins: Examples from the Lower Jurassic of the Apennines and Sicily (Italy).* Sedimentary Geology, **225** (3): 116-137.

Martini E. (1971) - *Standard Tertiary and Quaternary calcareous nannoplankton zonation.* In: Farinacci A. (Ed.) - Proceedings II Planktonic Conference, Roma, 1970, **2**: 739-785.

Martinis B. & Pieri M. (1964) - *Alcune notizie sulle formazioni evaporitiche del Triassico superiore nell'Italia centrale e meridionale*. Mem. Soc. Geol. It., **4**: 649-678.

Martino S., Moscatelli M. & Scarascia Mugnozza G. (2003) - *Quaternary mass movements controlled by a structurally complex setting in the central Apennines (Italy).* Engineering Geology, **72**: 33-55.

Masi U., Tucci P. & Azzaro E. (1995) - *Chemiostratigrafia e petrografia della formazione dolomiti-*

DISCUSSIONE APERTA

ca triassica di Antrodoco (Rieti, Lazio settentrionale). Geologica Romana, **31**: 307-318.

Mattei M., Funiciello R., Kissel C. & Lay C. (1993) - *Neogene tectonic evolution of the Central Apennines (Italy) revealed by paleomagnetic and magnetic fabric analyses.* Ann. Geofisica, **36** (2): 75-81.

Mattei M., Funiciello R. & Kissel C. (1995) - *Paleomagnetic and structural evidences for Neogene block rotations in the Central Apennines.* Journ. Geophysical Research, **100** (B9), 17.863-17.883.

Mazzoli S., Deiana G., Galdenzi S. & Cello G. (2002) - *Miocene fault controlled sedimentation and thrust propagation in the previously faulted external zones of the Umbria-Marche Apennines, Italy.* In: Bertotti G., Schulman K., Cloetingh. S. (Eds.) - *Continental collision and the tectono-sedimentary evolution of forelands*. EGU Stephan Mueller, Spec. Publ. Series, **1**: 195-209.

Mazzoli S., Pierantoni P.p., Borraccini F., Paltrinieri W. & Deiana G. (2005) - *Geometry, segmentation pattern and displacement variations along a major Apennine thrust zone, central Italy*. Jour. of Struct. Geol., **27**: 1940-1953.

McNaugth M.A. & Mitra G. (1993) - *A kinematic model for the origin of footwall synclines.* Journ. of Struct. Geology, **15** (6): 805-808.

Messina P., Bosi C. & Moro M. (2003) - *Sedimenti e forme quaternarie nell'alta valle dell'Aterno (L'Aquila).* Il Quaternario, **16**(2): 231-239.

Messina P., Moro M. & Speranza F. (2001) - *Primi risultati di stratigrafia magnetica su alcune formazioni continentali dell'alta Valle dell'Aterno (Italia Centrale).* Il Quaternario, **14**(2): 167-172.

Miccadei E., Piacentini T. & Buccolini M. (2017) - *Long-term geomorphological evolution in the Abruzzo area, Central Italy: twenty years of research.* Geologica Carpathica, **68** (1): 19-28.

Michetti A.M. & Serva L. (1991) - *New data on the seismic potential of the Leonessa Fault area (Rieti, Central Italy).* Rend. Soc. Geol. It., **13**: 37-46.

Migliorini C.I. (1950) - *Suddivisione geografica dell'Appennino per uso geologico*. *Una proposta*. Boll. Soc. Geol. It., **68**: 191-253.

Miller K.G., Wright J.D. & Fairbanks R.G. (1991) - *Unlocking the ice-house: Oligocene-Miocene oxygen isotopes, eustasy, and margin erosion.* Journal of Geophysical Research: Solid Earth, **96**: 6829-6848.

Milli S. & Moscatelli M. (2000) - *Facies analysis and physical stratigraphy of the Messinian turbiditic complex in the Valle del Salto and Val di Varri (Central Apennines).* Giornale di Geologia, **62**: 57-77.

Milli S., Moscatelli M., Stanzione O. & Falcini F. (2007) - *Sedimentology and physical stratigraphy of the Messinian turbidites deposits of the Laga Basin (Central Apennines, Italy)*. Boll. Soc. Geol. It., **126**: 37-48.

Moderni P. (1900) - *Note geologiche preliminari sui dintorni di Leonessa in provincia di Aquila.* Boll. R. Com. Geol. It., **31**: 338-354.

Monaco P. (1989) - *La sedimentazione biodetritica nel bacino umbro sud-orientale durante il Paleogene.* Mem. di Scienze Geol., **XLI**: 191-253.

Monaco P., Nocchi M. & Parisi G. (1987) - *Analisi stratigrafica e sedimentologica di alcune sequenze pelagiche dell'Umbria sudorientale dall'Eocene inferiore all'Oligocene inferiore*. Boll. Soc. Geol. It., **106**: 71-91.

Montanari A., Chan L.S. & Alvarez W. (1989) - *Synsedimentary tectonics in the Late Cretaceous-Early Tertiary pelagic basin of the Northern Apennines, Italy.* SEPM, Spec. Publ., **44**: 379-399.

Morettini E., Santantonio M., Bartolini A., Cecca F., Baumgartner P.O. & Hunziker J.C. (2002) - *Carbon isotope stratigraphy and carbonate productivity during the early-middle jurassic: examples from the Umbria-Marche-Sabina Apennines (Central Italy).* Palaeogeogr., Palaeoclim., Palaeoecol., **184**: 251-273.

Moro M., Bosi V., Galadini F., Galli P., Giaccio B., Messina P. & Sposato A. (2002) - *Analisi paleosismologiche lungo la faglia del M. Marine (Alta valle dell'Aterno): risultati preliminari.* Il Quaternario, **15** (2): 59-270.

Moro M., Falcucci E., Gori S., Saroli M. & Galadini F. (2016) - *New paleoseismic data across*

PROOF CARG

the Mt. Marine Fault between the 2016 Amatrice and 2009 L'Aquila seismic sequences (Central Apennines). Annals of Geophysics, **59**, Fast Track 5. DOI: 10.4401/ag-7260

Morsilli M, Rusciadelli G. & Bosellini A. (2002) - *Large-scale gravity-driven structures: control on margin architecture and related deposits of a Cretaceous Carbonate Platform (Montagna della Maiella, Central Apennines, Italy)*. Boll. Soc. Geol. It., Vol. Spec. **1**: 619-628.

Mutti E. (1992) - *Turbidite sandstones*. AGIP, Istituto di geologia, Università di Parma.

Mutti M. & Bernoulli D. (2003) - *Early marine lithification and hardground development on a Miocene ramp (Maiella, Italy): key surface to track changes in trophic resources in non-tropical carbonate settings*. Journ. of Sedimentary Research, **73**: 296-308.

Mutti M., Bernoulli D., Eberli G.P. & Vecsei A. (1996) - *Depositional geometries and facies associations in an Upper Cretaceous prograding carbonate platform margin (Orfento supersequence, Maiella, Italy)*. Journ. of Sedimentary Research, **66** (4): 749-765.

Mutti M., John C.M. & Knoerich A.C. (2006) - *Chemostratigraphy in Miocene heterozoan carbonate settings: applications, limitations and perspectives*. Geol. Soc. of London, Spec. Publ., **255**: 307-322.

Mutti E. & Ricci-Lucchi F. (1972) - *Le torbiditi dell'Appennino settentrionale: introduzione all'analisi di facies*. Mem. Soc. Geol. It., **11**: 161-199.

Mutti E., Ricci-Lucchi F., Seguret M. & Zanzucchi G. (1984) - *Seismoturbidites: a new group of resedimented deposits*. Marine Geology, **55**: 103-116.

Nocentini M. (2016) - *Integrated analysis for intermontane basins studies: Tectono-stratigraphic and paleoclimatic evolution of the L'Aquila Basin.* Tesi di dottorato in Geologia dell'Ambiente (SDIGAR) -Sezione Geologia delle Risorse Naturali. Università Roma Tre (ciclo XXVII).

Nocentini M., Asti R., Cosentino D., Durante F., Gliozzi E., Macerola L. & Tallini M. (2017) - *Plio-Quaternary geology of L'Aquila-Scoppito Basin (Central Italy)*. Journal of Maps: **13**(2): 563-574.

Olsson R.K., Hemleben C., Berggren W.A. & Huber B.T. (1999) - *Atlas of Paleocene Planktonic Foraminifera*. Smithsonian Contr. Paleobiology, **85**, pp. 252.

Palombo M.R., Mussi M., Agostini S., Barbieri M., Di Canzio E., Di Rita F., Fiore I., Iacumin P., Magri D., Speranza F. & Tagliacozzo A. (2010) - *Human peopling of Italian intramontane basins: The early Middle Pleistocene site of Pagliare di Sassa (L'Aquila, central Italy)*. Quat. Int., **223-224**: 170-178.

Pantaloni M., Pichezzi R.M., D'Ambrogi C. Pampaloni M.L. & Rossi M. (2016) - *Note Illustrative della carta geologica d'italia alla scala 1:50.000. Foglio 280 Fossombrone.* Serv.Geol. d'Italia/ Dipartimento Difesa del Suolo - ISPRA, pp.132, Roma.

Papanikolaou I.D., Roberts G.P. & Michetti A.M. (2005) - *Fault scarps and deformation rates in Lazio-Abruzzo, Central Italy: comparison between geological fault slip-rate and GPS data.* Tectonophysics, **408**: 147-176.

Parrozzani G. (1887) - *Notizie intorno al terremoto del 2 febbraio 1703, ricavate dai manoscritti antinoriani, precedute da alcune notizie intorno agli attuali terremoti*. Tip. B. Vecchioni, L'Aquila.

Parotto M. & Praturlon A. (1975) - *Geological summary of the Central Apennines*. In: Ogniben L., Parotto M. & Praturlon A. (Eds.) - *Structural model of Italy. Maps and explanatory notes.* Quad. Ric. Scient. CNR, **90**: 257-311.

Patacca E. & Scandone P. (2012) - *Il contributo degli studi stratigrafici di superficie e di sottosuolo alla conoscenza dell'Appennino Campano-Lucano.* Atti 1º Cong. dell'Ordine dei Geologi di Basilicata, "Ricerca, Sviluppo ed Utilizzo delle Fonti Fossili: Il Ruolo del Geologo". Potenza, 30 Novembre - 2 Dicembre 2012.

Patacca E., Sartori R. & Scandone P. (1990) - *Tyrrenian basin and Apenninic arcs: kinematic relations since late Tortonian times.* Mem. Soc. Geol. It., **45**: 425-451.

Patacca E., Scandone P., Bellatalla M., Perilli N. & Santini U. (1991) - *La zona di giunzione tra l'arco Appennino settentrionale e l'arco Appennino meridionale nell'Abruzzo e nel Molise*. Studi Geol. Camerti, Vol. Spec. 1991/2: 417-441.

PROOF

Patterson R.T., Fowler A.D. & Huber B.T (2004) - *Evidence of hierarchical organization in the planktic foraminiferal evolutionary record*. Journ. of Foramin. Res., **34/**2: 85-95.

Peacock D. & Sanderson D.J. (1994) - *Geometry and Development of Relay Ramps in Normal Fault Systems*. A.A.P.G. Bull., **78/**2: 147-165.

Perch-Nielsen K. (1985) - *Cenozoic calcareous nannofossils*. In: Bolli H.M., Saunders J.B. & Perch-Nielsen K. (Eds.) - *Plankton Stratigraphy*. Cambridge University Press, 427-554.

Person P.N., Olsonn R.K., Huber B.T., Hemleben C. & Berggren W.A. (2006) - *Atlas of Eocene Planktonic Foraminifera*. Cushman Foundation for foraminifera Research, Spec. Publ. **41**: 1-514.

Petitta M. (2006) - *Cenni di idrogeologia*. In: Centamore E., Crescenti U. & Dramis F. (Eds.) - *Note illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000. F.359 L'Aquila*. 112-114.

Petti F.M., Falorni P. & Marino M. (2007a) - *Calcare Massiccio*. In: Cita M.B., Abbate E., Aldighieri B., Balini M., Conti M.A., Falorni P., Germani D., Groppelli G., Manetti P. & Petti F.M. (2007). - *Carta Geologica d'Italia 1:50.000. Catalogo delle formazioni - Unità tradizionali (1)*. Quad. Serv. Geol. D'It., serie III, **7** (VI), pp.318, Roma.

Piana F. (1991) - *Configurazione geometrica ed evoluzione cinematica della zona di convergenza tra l'arco umbro ed il dominio laziale-abruzzese*. Studi Geol. Camerti, Vol. Spec. 1991/2: 85-93.

Piana F. (1992) - *Evoluzione geologico-strutturale di un'area compresa tra le Valli del F. Velino e del F. Aterno (Appennino centrale, province di Rieti e l'Aquila)*. Tesi di dottorato, Univ. Di Torino, 110 pp.

Piana F. (1995) - *Caratteri geologico-strutturali della zona di M. Gabbia tra le Valli Velino ed Aterno (Appennino centrale, zona di raccordo tra i sovrascorrimenti del Gran Sasso e dei M. Sibillini)*. Studi Geol. Camerti, Vol. Spec. 1995/2: 375-385.

Pierantoni P. (1997) - *Il modello deformativo di sovrascorrimento cieco per lo sviluppo di anticlinali coricate e rovesciate nell'Appennino umbro-marchigiano*. Studi Geol. Camerti, **14**: 291-303.

Pierantoni P., Deiana G. & Galdenzi S. (2013) - *Stratigraphic and structural features of the Sibillini Mountains (Umbria-Marche Apennines, Italy)*. Ital. J. Geosci., **132** (3): 497-520.

Pierantoni P., Deiana G., Romano A., Paltrinieri W., Borraccini F. & Mazzoli S. (2005) - *Geometrie strutturali lungo la thrust zone del fronte montuoso umbro-marchigiano-sabino*. Boll. Soc. Geol. It., **124** (2): 395-411.

Pizzi A., Calamita F., Coltorti M. & Pieruccini P. (2002) - *Quaternary normal faults, intramontane basins and seismicity in the Umbria-Marche-Abruzzi Apennine Ridge (Italy): contribution of neotectonic analysis to seismic hazard assessment*. Boll. Soc. Geol. It., Vol. Spec. **1**: 923-929.

Pizzi A. & Galadini F. (2009) - *Pre-existing cross-structures and active fault segmentation in the northern-central Apennines (Italy)*. Tectonophysics, **476**: 304-319.

Pizzi A. & Scisciani V. (2000) - *Methods for determining the Pleistocene-Holocene component of displacement on active faults reactivating pre-Quaternary structures: examples from the Central Apennines (Italy)*. Journal of Geodynamics, **29**: 445-457.

Pomar L. (2001) - *Types of carbonate platforms: a genetic approach*. Basin Research, **13**: 313-334.

Porreca M., Minelli G., Ercoli M., Brobia A., Mancinelli P., Cruciani F., Giorgetti C., Carboni F., Mirabella F., Cavinato G., Cannata A., Pauselli C. & Barchi M.R. (2018) - *Seismic reflection profiles and subsurface geology of the area interested by the 2016-2017 earthquake sequence (Central Italy)*. Tectonics, **37**: 1116-1137**.**

Praturlon A. & Sirna G. (1976) - *Ulteriori dati sul margine cenomaniano della piattaforma carbonatica laziale-abruzzese*. Geologica Romana, **15**: 83-111.

Premoli Silva I., Rettori R. & Verga D. (2003) - *Practical manual of Paleocene and Eocene Planktonic Foraminifera*. In: Rettori R. & Verga D. (Eds.) - *International School on Planktonic Foraminifera*. Dip. Sc. Terra Perugia, pp. 152.

Premoli Silva I. & Sliter W.V. (1995) - *Cretaceous planktonic foraminiferal biostratigraphy and evolutionary trends from the Bottaccione section, Gubbio, Italy*. Palaeontographia Italica, **82**: pp.89.

Premoli Silva I. & Sliter W.V. (2002) - *Practical manual of Cretaceous Planktonic Foraminifera*.

PROOF

In: Premoli Silva I. & Rettori R. (Eds.) - *International School on Planktonic Foraminifera*. Dip. Sc. Terra Perugia, pp. 462.

Premoli Silva I. & Verga D. (2004) - *Practical manual of Cretaceous Planktonic Foraminifera.* In: Verga D. & Rettori R. (Eds.) - *International School on Planktonic Foraminifera*. Dip. Sc. Terra Perugia, pp.281.

Raffi I., Mozzato C., Fornaciari E., Hilgen F.J. & Rio D. (2003) - *Late Miocene quantitative calcareous nannofossil biostratigraphy and astrobiochronology for the Mediterranean Region.* Micropaleontology, **49**-1: 1-26.

Raffy J. (1979) - *Le vérsant tyrrhenien de l'Appénnin Central - Etude géomorphologique*. These presenteé devant l'Université de Paris - Sorbonne, 417 pp.

Raglione M., Lorenzoni P., Angelini R., Bonifazi A., Febelli C., Spadoni M., Venuti L. & Verzilli C. (2002) - *La carta dei suoli dell'altopiano di Leonessa (Rieti) e delle loro idoneità per alcune colture tipiche.* Istituto Sperimentale per lo Studio e la Difesa del Suolo, S.O.P. Rieti, Regione Lazio, Assessorato all'Agricoltura, 279 pp. + 1 carta.

Ramsay J.G. & Huber M.I. (1987) - *The techniques of modern structural geology, vol.2 Folds and Fractures*. Academic Press, Vol. **II**: 309-700.

Regione Abruzzo - Commissario Delegato (2010) - *Opere di derivazione e distribuzione della risorsa idrica dal Lago di Campotosto per uso plurimo nel bacino dell'Aterno-Pescara. Indagini geognostiche, stratigrafie dei sondaggi e prove di laboratorio*. Rapporto inedito.

Reijmer J.J.G., Palmieri P., Groen R. & Floquet M. (2015) - *Calciturbidites and calcidebrites: sea-level variations or tectonic processes?* Sedimentary Geology, **317**: 53-70.

Remane J. (1985) - *Calpionellids*. In: Bolli H.M., Saunders J.B. & Perch-Nielsen K. (Eds.) - *Plankton Stratigraphy*. Cambridge University Press, 555-572.

Remane J. (1998) - *Les calpionelles: possibilités biostratigraphiques et limitations paleobiogéographiques*. Bull. Soc. gèol. France, 1998, **169-6**: 829-839.

Renz O. (1936) - *Il terziario Umbro-Marchigiano e dell'Abruzzo settentrionale*. Giorn. di Geol., (2) **8**: 97-110.

Renz O. (1951) - *Ricerche stratigrafiche e micropaleontologiche sulla Scaglia (Cretaceo superiore - Terziario) dell'Appennino centrale*. Mem. Descr. Carta Geol. d'It., **29**: 173 p.p.

Ricchetti G., Ciaranfi N., Luperto Sinni E., Mongelli F. & Pieri P. (1988) - *Geodinamica ed evoluzione sedimentaria e tettonica dell'avanpaese apulo*. Mem. Soc. Geol. It., **41**: 57-82.

Ricci Lucchi F. (1980) - *Sedimentologia. Ambienti sedimentari e facies.* Parte III. Ed. CLUEB, Bologna, 344-364.

Ricci Lucchi F. & Parea G.C. (1973) - *Cicli deposizionali, megasequenze delle torbiditi di conoide sottomarina: Formazione della Laga (Appennino marchigiano -abruzzese)*. Atti Sc. Nat. Mat. in Modena, **104**: 247-283.

Roberts G.P. & Michetti A.M. (2004) - *Spatial and temporal variations in growth rates along active normal fault systems: an example from the Lazio-Abruzzo Apennines, central Italy.* Journ. of Struct. Geol., **26**(2): 339-376. doi:10.1016/S0191-8141(03)00103-2.

Romano A. (1995) - *Tettonica sinsedimentaria giurassica: l'esempio di M. Boragine (Appennino umbro-marchigiano meridionale)*. Studi Geol. Camerti, Vol. Spec. 1995/1: 567-574.

Ronchi P., Casaglia F. & Ceriani A. (2003) - *The multiphase dolomitization of the Liassic Calcare Massiccio and Corniola successions (Montagna dei Fiori, Northern Apennines, Italy).* Boll. Soc. Geol. It., **122**: 157-172.

Roth P.H. (1978) - *Cretaceous nannoplankton biostratigraphy and oceanography of the Northwestern Atlantic Ocean.* Initial. Rep. Deep Sea Drill. Proj., **44**: 731-759.

Rovida A., Locati M., Camassi R., Lolli, B., Gasperini P. & Antonucci A. (2022) - *Catalogo Parametrico dei Terremoti Italiani (CPTI15), versione 4.0.* Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia (INGV). https://doi.org/10.13127/CPTI/CPTI15.4

Rusciadelli G. & Ricci C. (2013) - *Carbonate production of ancient debris-dominated reefs: An outcrop-based example from the Upper Jurassic reef complex of the central Apennines (Italy).*

PROOF

Geological Society of America Bulletin, **125** (9-10): 1520-1538.

Rusciadelli G., Ricci C. & Lathulière B. (2011) - *The Ellipsactinia Limestones of the Marsica (Central Apennines): a reference zonation model for Upper Jurassic Intra-Tethys reef complexes*. Sedimentary Geology, **233**: 69-87.

Sacco F. (1907). *Gli Abruzzi: schema geologico*. Boll. Soc. Geol. It., **26** (3): 378-460.

Salvador A. (1994) - *International Stratigraphic Guide. A guide to stratigraphic classification, terminology and procedure.* The International Union of Geological Sciences and the Geological Society of America (Eds.), pp. 214. The Geological Society of America, Inc., Colorado.

Salvini F. & Vittori E. (1982) - *Analisi strutturale della linea Olevano-Antrodoco-Posta (Ancona-Anzio* Auct.*): metodologie di studio delle deformazioni fragili e presentazione del tratto meridionale-* Mem. Soc. Geol. It. **24**: 337-355.

Salvucci R. (1995) - *Caratterizzazione geologico-strutturale della "zona d'incontro" tra il dominio sabino e quello abruzzese a nord di Antrodoco-* Studi Geol. Camerti, Vol. Spec. 1995/2: 397-406.

Santantonio M. (1993) - *Facies associations and evolution of pelagic carbonate platform/systems: examples from the Italian Jurassic*. Sedimentology, **40**: 1039-1067.

Santantonio M. (1994) - *Pelagic Carbonate Platforms in the Geologic Record: Their Classification, and Sedimentary and Paleotectonic Evolution*. A.A.P.G. Bull., **78** (1): 122-141.

Santantonio M. & Carminati E. (2011) - *Jurassic rifting evolution of the Apennines and Southern Alps (Italy): parallels and differences*. Geological Society of America Bulletin, **123**: 468-484.

Santantonio M., Marino M. & Muraro C. (2002) - *The Sabina Plateau, palaeoescarpment, and basin-central Apennines. Field Trip B4*. In: Santantonio M. (Ed.) - *General Field Trip Guidebook*. 6th Intern. Symp. on the Jurassic System, 12-22 September 2002, Italy, 249-269.

Sartorio D., Tunis G. & Venturini S. (1992) - *Open circulation facies in the Cenomanian of the northeastern margin of the Friuli Platform: the Iudrio Valley Case (NE Italy).* Geol. Croat., **45**: 87-93.

Satolli S. & Calamita F. (2012) - *Influence of inversion tectonics in the bending of a foreland fold-and-thrust belt: the case of the Northern Apennines (Italy).* In: S. Johnston & G. Rosembaum (Eds.) - *Oroclines*. Journal of the Virtual Explorer, Electronic Edition, **43**: 1-18.

Scarsella F. (1951) - *Sulla zona d'incontro dell'Umbria e dell'Abruzzo.* Boll. Serv. Geol. d'It., **71**: 155-165.

Schlager W. (1989) - *Drowning unconformities in carbonate platforms.* SEPM, Spec. Publ., **44**: 15-25.

Scisciani V., Calamita F., Tavarnelli E., Rusciadelli G., Ori G.G. & Paltrinieri W. (2001) - *Foreland dipping normal faults in the inner edges of syn-orogenic basins: a case from the Central Apennines, Italy*. Tectonophysics, **330**: 211-224.

Scisciani V., Tavarnelli E. & Calamita F. (2002) - *The interaction of extensional and contractional deformations in the outer zones of the Central Apennines, Italy.* Journ. of Struct. Geol., **24**: 1647-1658.

Serra-Kiel J., Hottinger L., Caus E., Drobne K., Ferràndez C., Jauhri A.K., Less G., Pavlovec R., Pignatti J., Samsó J.M., Schaub H., Sirel E., Strougo A., Tambareau Y., Tosquella J. & Zakrevskaya E. (1998) - *Larger foraminiferal biostratigraphy of the Tethyan Paleocene and Eocene*. Bull. Soc. Géol. France, **169**: 281-299.

Servizio Geologico d'Italia (1955) - *Carta geologica d'Italia alla scala 1:100.000, Foglio 139 "L'Aquila"*. Litografia Artistica Cartografica, Firenze.

Servizio Geologico d'Italia (1992) - *Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000 - Guida al rilevamento*. Quaderni serie III, Volume 1. Istituto Poligrafico e Zecca dello Stato, Roma.

Sgrosso I. (1986a) - *Alcune considerazioni sulla linea Ancona-Anzio*. Mem. Soc. Geol. It., **35**: 317-322.

Shackleton N.J & Kennet J.P. (1975) - *Paleotemperature history of the Cenozoic and the initiation of Antarctic glaciation: oxygen and carbon isotopie analyses in DSDP Sites 277, 279 and 281*. Initial Reports of the Deep-Sea Drilling Project, Vol. **29**: 743-755.

Skrame K. & Di Filippo M. (2015) - *The importance of the geophysical methods for the determina-*

PROGETTO CARG

tion of the urban subsurface structures. Rend. Online Soc. Geol. It., **33**: 92-95. doi: 10.3301/ROL.2015.22.

Snedden J.W. & Liu C. (2010) - *A compilation of Phanerozoic Sea-Level change, coastal onlaps and recommended sequence designations.* AAPG, www.searchanddiscovery.com, 3 pp.

Soligo M., Tuccimei P., Barberi R., Delitala M.C., Miccadei E. & Taddeucci A. (2002) - *U/Th dating of freshwater travertine from Middle Velino Valley (Central Italy): geological and paleoclimatic implications.* Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, **184**: 147-161.

Spang J.H. & McConnell D.A. (1997) - *Effect of initial fault geometry on the development of fixed-hinge, fault-propagation folds.* Journ. of Struct. Geology, **19** (12): 1537-1541.

Speranza F., Adamoli L., Maniscalco R. & Florindo F. (2003) - *Genesis and evolution of a curved mountain front: paleomagnetic and geological evidence from the Gran Sasso range (central Apennines, Italy).* Tectonophysics, **362**: 183- 197.

Spezzaferri S. (1994) - *Planktonic foraminiferal biostratigraphy and taxonomy of the Oligocene and lower Miocene in the oceanic record. An overview*. Paleontographia Italica, **81**: 1-187.

Sprovieri R., Bonomo S., Caruso A., Di Stefano A., Di Stefano E., Foresi L.M., Iaccarino S.M., Lirer F., Mazzei R. & Salvatorini G. (2002) - *An integrated calcareous plankton biostratigraphic scheme and biochronology for the Mediterranean Middle Miocene.* Riv. It. Paleont. Strat., **108** (2): 337-353.

Stainforth R.M., Lamb J.L., Luterbarcher H.P., Beard J.H. & Jeffords R.M. (1975) - *Cenozoic planktonic foraminiferal zonation and characteristics of index forms*. Univ. Kansas, Paleontol. Contr., n. 62, pp.425.

Stendardi F., Capotorti F., Fabbi S., Ricci V., Silvestri S. & Bigi S. (2020) - *Geological map of the Mt. Vettoretto-Capodacqua area (Central Apennines, Italy) and cross-cutting relationships between Sibillini Mts. Thrust and Mt. Vettore normal faults system.* Geological Field Trips and Maps, Vol. **12** (2.2). https://doi.org/10.3301/GFT.2020.04.

Steuber T. (2002) - *Plate tectonic control on the evolution of Cretaceous platform carbonate production*. Geological Society of America, **30** (3): 259-262.

Storti F. & Salvini F. (1996) - *Progressive rollover fault-propagation folding: a possible kinematic mechanism to generate regional-scale recumbent folds in shallow foreland belts*. A.A.P.G. Bull., **80**/2: 174-193.

Tallini M., Chiarini E., Nirta G., Spadi M., Sciortino A., Nocentini M., Sapia V., Materni V., Ferri F., Puzzilli L.M., Brusaporci S. &, Vespasiano L. (2022) - *Aggiornamento degli studi di microzonazione sismica a seguito degli approfondimenti dedicati alle zone delle faglie attive e capaci presenti nei territori dei Centri abitati di Capitignano (Capoluogo e Frazione di Sivignano) e Montereale (Frazione di Paganica) in provincia de L'Aquila. Relazione della terza fase.* Accordo di collaborazione scientifica INGV-DICEAA (lotto 2). https://sisma2016data.it/faglie-attive-e-capaci/

Tavani S., Vignaroli G. & Parente M. (2015) - *Transverse versus longitudinal extension in the foredeep-peripheral bulge system: Role of Cretaceous structural inheritances during early Miocene extensional faulting in inner central Apennines belt.* Tectonics, **34**: 1412-1430. https://doi:10.1002/2015TC003836

Tavarnelli E. (1993) - *Evidence for fault-propagation-folding in the Umbria-Marche-Sabina Apennines (Central Italy)*. Ann. Tectonicae, **7**: 87-99.

Tavarnelli E. (1994) - *Analisi geometrica e cinematica dei sovrascorrimenti compresi fra la Valnerina e la Conca di Rieti (Appennino umbro-marchigiano-sabino).* Boll. Soc. Geol. It., **113**: 249-259.

Tavarnelli E. (1996a) - *Controllo delle faglie dirette giurassiche e cretacico-paleogeniche sullo sviluppo dei sovrascorrimenti neogenici nell'Appennino umbro-marchigiano.* Studi Geol. Camerti, Vol. Spec. 1995/1: 601-609.

Tavarnelli E. (1996b) - *The effects of pre-existing normal faults on thrust ramp development: an example from the northern Apennines, Italy*. Geologische Rundschau, **85**: 363-371.

PROOF CARG

Tavarnelli E. (1999) - *Normal faults in thrust sheets: pre-orogenic extension, post-orogenic extension, or both?* Journal of Structural Geology, **21**: 1011-1018.

Tavarnelli E. & Alvarez W. (2002) - *The mesoscopic response to positive tectonic inversion processes: An example from the UmbriaMarche Apennines, Italy*. Boll. Soc. Geol. It., **1**: 715-727.

Tavarnelli E., Decandia F.A. & Alberti M. (1999) - *Evidenze di tettonica distensiva sin sedimentaria nel bacino messiniano della Laga: implicazioni per l'evoluzione dell'Appennino settentrionale*. Boll. Soc. Geol. It., **118**: 217-227.

Tiberi C. (1639) - *Nuova, e vera relazione del terribile, e spaventoso terremoto successo nella città della Matrice.* Roma, Domenico Marciani,1639. Fonte: Biblioteca Casanatense - Roma.

Toumarkine M. (1983) - *Les foraminifères plantoniques de l'Eocène moyen et supérieur de la regions tropicales à temperées chaudes*. Mém. Sc. Terre Univ. Curie, n.83-05, PhD Thesis: pp 219.

Trecalli A. (2012) - *The record of the Early Toarcian and Early Aptian oceanic anoxic events in the Apenninic carbonate platform (Southern Italy).* Tesi Dottorato, XXIV ciclo. Università di Napoli Federico II.

Turtù A., Satolli S., Maniscalco R., Calamita F. & Speranza F. (2013) - *Understanding progressive-arc and strike-slip-related rotations in curve-shaped orogenic belts: The case of the Olevano-Antrodoco-Sibillini thrust (Northern Apennines, Italy).* Journ. of Geoph. Res. solid Earth, **118**: 459-473.

Uria de Llanos A. (1703) - *Relazione overo itinerario fatto dall'auditore Alfonso Uria de LLlanos per riconoscere li danni causati dalli passati terremoti seguiti li 14 gennaro e 2 Febraro M.DCCIII.* Stamperia Gaetano Zenobj, Roma.Villani G., XIV sec. La nuova Cronica, 663 pp.

Van Konijnenburg J.H., Bernoulli D. & Mutti M. (1999) - *Stratigraphic architecture of a Lower Cretaceous-Lower Tertiary carbonate base-of-slope succession: Gran Sasso d'Italia (Central Apennines, Italy).* S.E.P.M., Spec. Publ., **63**: 291-315.

Vecchia P. (1995) - *Geometrie di tipo fault-propagation fold nell'Appennino umbro-marchigiano-sabino: compatibilità cinematiche*. Studi Geol. Camerti, Vol. Spec. 1995/1: 631-641.

Vecchia P. (1996) - *Vincoli geometrici e cinematici per una ricostruzione dell'evoluzione compressiva neogenica nel settore meridionale dell'Appennino Umbro-Marchigiano-Sabino. Metodologie geologico-strutturali a confronto*. Tesi Di Dottorato, VII ciclo. Università di Roma

Verri a. (1879) - *Avvenimenti nell'interno del bacino del Tevere antico durante e dopo il periodo pliocenico.* Atti Soc. It. Sc. Nat., **21**: 1-33.

Verri A. (1882) - *Trasformazioni idrografiche nel territorio di Rieti e Terni.* Boll. soc. Geol. It., **1**, Roma.

Verri A. (1883) - *Studi geologici sulle conche di Terni e di Rieti.* Atti R. Acc. Lincei, serie III, ann. 1882-1883, **15**: 565-642.

Vezzani L., Casnedi R. & Ghisetti F. (1994) - *Carta geologica dell'Abruzzo Nord-orientale. Scala 1: 100.000.* Atti Tic. Sc. Terra, Serie Speciale, Vol. **2**.

Vezzani L. & Ghisetti F. (1998) - *Carta geologica dell'Abruzzo (scala 1:100.000).* S.EL.CA. Firenze.

Wade B.S., Person P.N., Berggren W.A. & Palike H. (2011) - *Review and revision of Cenozoic tropical planktonic foraminiferal biostratigraphy and calibration to the geomagnetic polarity and astronomical Time Scale.* Earth-Science Reviews, **104**: 111-142.

Walker R.G. & Mutti E. (1973) - *Turbidite facies and facies associations*. In: Middleton G.V. & Bouma A.H. (Eds.) - *Turbidites and Deep-Water Sedimentation*. Soc. of Econ. Paleontol. and Mineralog., Pacific Sector, Short Course, pp. 119-158, Tulsa.

Weissert H. & Erba E. (2004) - *Volcanism, CO_2 and palaeoclimate: a Late Jurassice Early Cretaceous carbon and oxygen isotope record.* Journal of the Geological Society, **161**: 695-702.

Whittaker A.C., Cowie P.A., Attal M., Tucker G.E. & Roberts G.P. (2007) - *Contrasting transient and steady-state rivers crossing active normal faults: new field observations from the Central Apennines. Italy.* Basin Research **19**: 529-556.

Winter T. & Tapponnier P. (1991) - *Extension majeure post-Jurassique et ante-Miocene dans le centre de l'Italie: données microtectonique*. Bull. Soc. Geol. France, **162** (6): 1095-1108.

PROGETTO CARG

Woodfine R.G., Jenkyns H.C., Sarti M., Baroncini F. & Violante C. (2008) - *The response of two Tethyan carbonate platforms to the early Toarcian (Jurassic) oceanic anoxic event: environmental change and differential subsidence.* Sedimentology, **55** (4): 1011-1028.

Woodruff F. & Savin S. (1991) - *Mid-Miocene isotope stratigraphy in the deep sea: high resolution correlations, paleoclimatic cycles and sediment preservation*. Paleoceanography, **6**: 755-806.

Zachos J., Pagani M., Sloan L., Thomas E. & Billups K. (2001) - *Trends, Rhythms, and aberrations in global climate 65 Ma to present.* Science, **292**: 686-693.

Ziegler P.A. (1988) - *Evolution of the Arctic-North Atlantic and the Western Tethys.* A.A.P.G. Mem., **43**: 164-196.

PROGETTO CARG

PROGETTO
CARG

PROGETTO CARG

APPENDICE I

ANALISI PALEOMAGNETICHE NEI DEPOSITI POST-OROGENICI

M. Mattei, F. Cifelli

Le analisi paleomagnetiche hanno riguardato lo studio di campioni provenienti da sezioni affioranti nelle conche intermontane di Pizzoli-Barete, di Cascina e di Montereale e da 4 sondaggi provenienti dalla Conca di Pizzoli-Barete (PB1 e PB2) e di Montereale (MR1 e MR2).

I siti affioranti sono stati campionati utilizzando un carotatore ASC Scientific e le carote sono state orientate *in situ* con una bussola magnetica. Per ogni sito alcuni campioni rappresentativi sono stati utilizzati per l'analisi della mineralogia magnetica, condotta attraverso misure di Magnetizzazione Isoterma Rimanente (IRM) e tramite smagnetizzazione termica della magnetizzazione isoterma rimanente impartita lungo gli assi x, y, z con campi di 0.15, 0.7 e 2.0 T rispettivamente.

Le misure della NRM (Magnetizzazione Naturale Rimanente) sono state condotte nella stanza schermata del Laboratorio zvczcb di Paleomagnetismo dell'INGV a Roma con un magnetometro criogenico DC-SQUID. La smagnetizzazione è stata effettuata attraverso smagnetizzazione termica o per campo alternato, con intervalli di smagnetizzazione di 80-100°C (5-10 mT) nelle tappe iniziali e di 30-40°C (20 mT) nelle tappe successive. La Magnetizzazione Rimanente Caratteristica (ChRM) è stata calcolata con l'analisi della PCA (Principal Component Analyses) (Kirschvink, 1980), mentre il calcolo della direzione media per ciascun sito è stato effettuato utilizzando la statistica di Fisher (Fisher, 1953) dove k e α_{95} rappresentano i parametri di raggruppamento e il cono di confidenza al 95%.

Per i campioni prelevati dai sondaggi i risultati sono relativi alla sola inclinazione, utilizzata ai fini della definizione della polarità magnetica, in quanto le carote sono state prelevate non orientate sul piano orizzontale.

1. - CONCA INTERMONTANA DI PIZZOLI-BARETE

Nell'area sono stati campionati 3 siti (PZ01-03). PZ01 e PZ02 sono ubicati all'interno di intervalli limoso-argillosi intercalati a ghiaie e/o conglomerati fluviali del *sintema di Cona della Croce* (CND) affioranti in località Cermone e Campo Sportivo di Barete rispettivamente; PZ03 è ubicato nei conglomerati, ben stratificati, a matrice aranciata, affioranti in località Cavallari, anch'essi riferiti al *sintema di Cona della Croce* (CND). Nel complesso sono state prelevate 31 carote, dalle quali sono stati successivamente tagliati da 1 a 3 campioni cilindrici di 2,2 cm di altezza.

Le curve di acquisizione dell'IRM non sono saturate per campi di 0,9 T, suggerendo la presenza contemporanea di minerali ad alta coercitività e a bassa coercitività. Le curve di smagnetizzazione termica della IRM ripartita su tre assi tra loro ortogonali conferma la prevalenza di minerali a bassa coercitività, caratterizzati da temperatura di blocco (Tb) intorno ai 580°C tipica della magnetite, insieme ad una frazione minore di minerali ad alta coercitività con Tb di circa 680°C, tipica dell'ematite (Fig. 1).

Sito PZ01 (N 42°24'788, E13°18'392)

In questo sito sono state campionate 21 carote distribuite su tre nicchie su due diversi livelli stratigrafici, costituiti da limi e limi argillosi, ubicati all'interno di una successione clastica grossolana costituita da ghiaie carbonatiche poco cementate, in banconi di spessore variabile da pochi decimetri a qualche metro. La stratificazione è leggermente inclinata verso ENE.

Nella parte alta della successione i diagrammi di smagnetizzazione della NRM sono caratterizzati dalla presenza di una componente viscosa, generalmente rimossa intorno a 15-20 mT, seguita da una singola componente di magnetizzazione a polarità inversa, isolata tra 15-20 e 80-100 mT che mostra un andamento lineare verso l'origine (Fig. 2a). Nella porzione basale della successione i diagrammi di smagnetizzazione hanno invece andamento irregolare e pertanto non è stato possibile isolare una magnetizzazione caratteristica.

Su questa base il sito PZ01 può essere considerato a polarità inversa.

Sito PZ02 (42°27.121' 13°16.585')

In questo sito sono state campionate 4 carote prelevate da un livello limoso dello spessore di circa 60 cm intercalato a ghiaie carbonatiche, da incoerenti a debolmente cementate, con stratificazione sub orizzontale. I diagrammi di smagnetizzazione per campo alternato mostrano in tutti i campioni la presenza di una singola componente di magnetizzazione a polarità normale isolata nell'intervallo compreso tra 0-10mT e 80-100mT (Fig. 2b).

Su questa base il sito PZ02 può essere considerato a polarità normale.

PROOF TO CARE

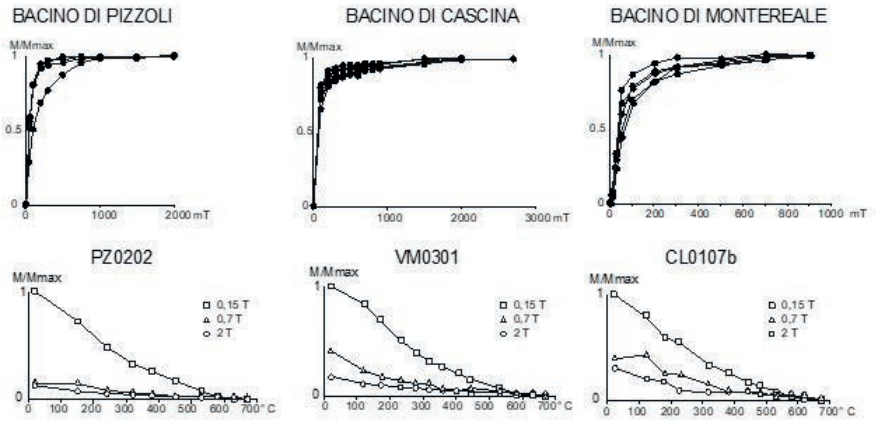


Fig. 1 - *Risultati delle analisi di mineralogia magnetica e della smagnetizzazione termica della magnetizzazione naturale rimanente.*

Sito PZ03 (N 42°24.994', E13°17.973')

In questo sito sono state campionate 6 carote distribuite in un intervallo stratigrafico di circa 1,5 m. La stratificazione è suborizzontale. Si tratta di brecce ben stratificate in bancate di circa 50 cm, composte da clasti carbonatici con matrice rossastra con bassa vacuolarità.

I diagrammi di smagnetizzazione sono caratterizzati da una componente a bassa coercitività a polarità normale, interpretata come magnetizzazione viscosa, seguita da una singola componente di magnetizzazione a polarità inversa isolata nell'intervallo di smagnetizzazione compreso tra 5-15mT e 40-80mT.

Su questa base il sito PZ03 può essere considerato a polarità inversa.

Sondaggio PB1

Nel sondaggio PB1 sono state prelevate 114 carote in un intervallo stratigrafico compreso tra 197,35 e 37,35 m di profondità.

In 30 campioni non è stato possibile definire una componente caratteristica di magnetizzazione a causa della bassa intensità della NRM o per il comportamento erratico durante la smagnetizzazione termica e Af. La componente caratteristica è stata isolata in 84 campioni, di cui è stata presa in considerazione esclusivamente il valore di inclinazione (Fig. 3). L'analisi delle componenti principali ha reso possibile suddividere la successione esaminata nei seguenti intervalli, definiti sulla base della loro polarità magnetica (Fig. 3):

- intervallo stratigrafico basale tra 197,35-187,95 m, costituito da marne e limi giallastri, con campioni a polarità normale e a polarità inversa;

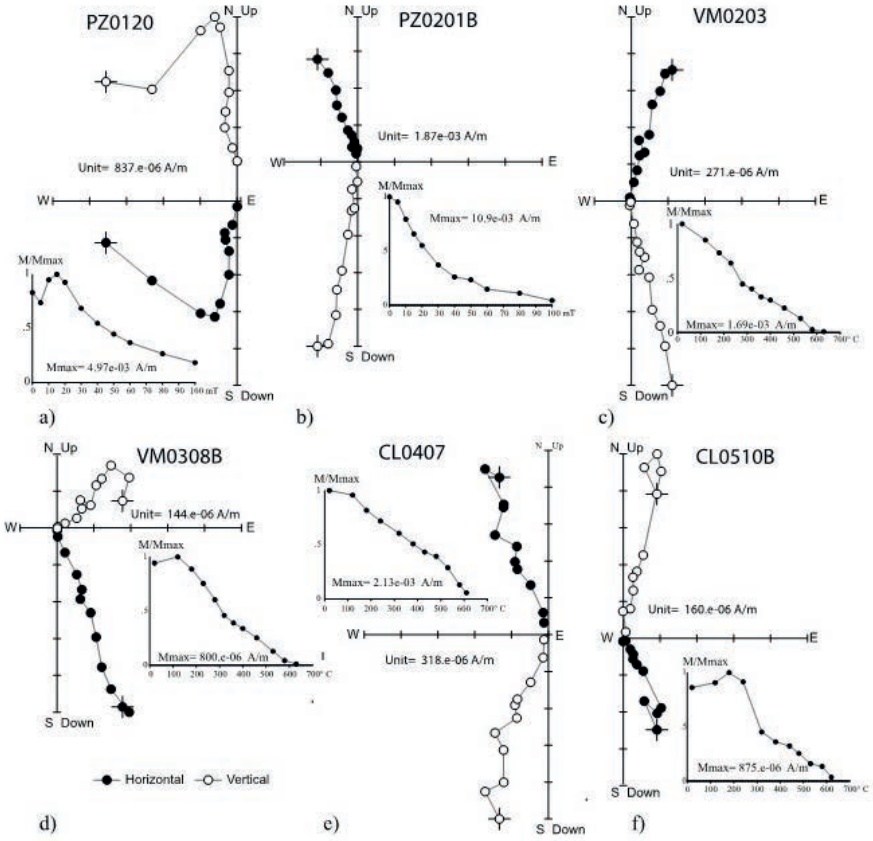


Fig. 2 – *Diagrammi ortogonali di smagnetizzazione di campioni rappresentativi dei diversi bacini esaminati: a) e b) bacino di Pizzoli-Barete; c) e d) bacino di Cascina; e) e f) bacino di Montereale.*

- intervallo stratigrafico compreso tra 186,88 e 141,75 m, costituito da argille, limi e limi calcarei con campioni a polarità inversa, ad eccezione di un campione (177,44 m), prelevato da un intervallo di limi calcarei, con polarità magnetica normale;
- intervallo stratigrafico compreso tra 141,15 e 135,16 m, costituito da limi bruni e brecce carbonatiche, con campioni a polarità normale e a polarità inversa;
- intervallo stratigrafico compreso tra 134,85 e 110,85 m, costituito da brecce carbonatiche nella parte inferiore e da sabbie e argille azzurre nella porzione superiore della successione, caratterizzato da campioni con polarità inversa;
- intervallo stratigrafico compreso tra 95,55 e 37,35 m, costituito alla base da

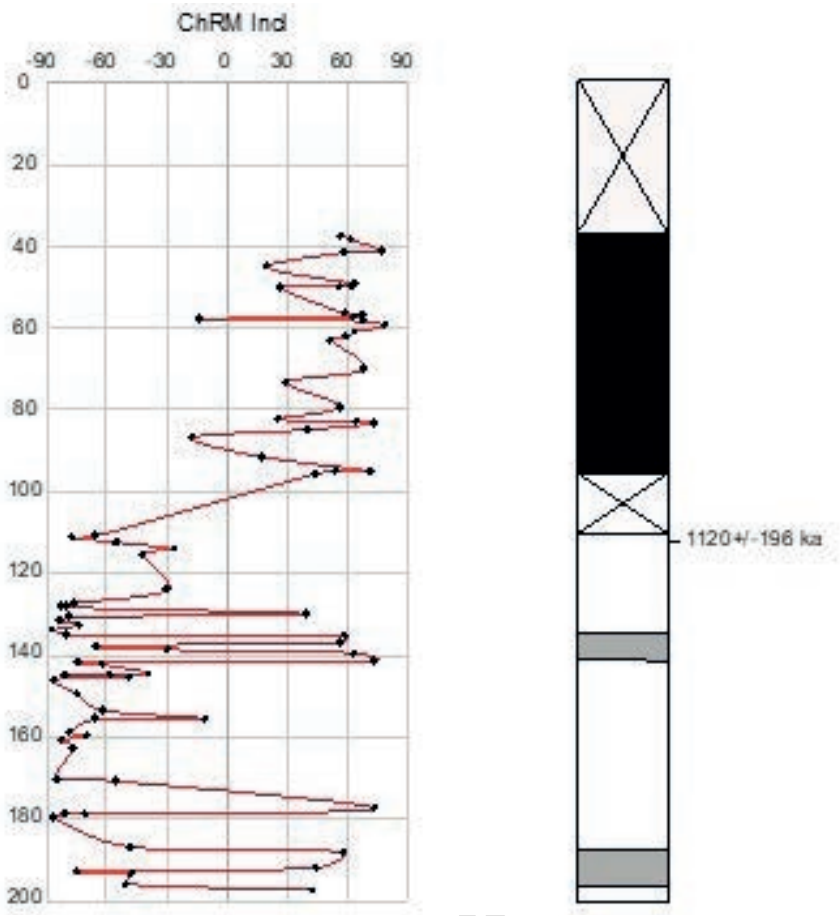


Fig. 3 – *Valori d'inclinazione della componente caratteristica utilizzati per l'interpretazione della polarità magnetica nel sondaggio PB1. Nero: polarità normale; bianco: polarità inversa; grigio: polarità non definita.*

brecce calcaree ben cementate che passano verso l'alto a limi e limi sabbiosi caratterizzato da polarità normale, con l'eccezione di due campioni con polarità inversa. Entrambi i campioni inversi presentano valori di inclinazione (-17° e -14°) molto bassi e prossimi al piano orizzontale, mentre la successione ha una stratificazione inclinata di cui non è possibile definire l'orientazione.

Su questa base i due campioni a polarità inversa non sono stati considerati ulteriormente nell'analisi della polarità magnetica.

L'attribuzione cronologica dei dati magnetostratigrafici può essere definita sulla base di una datazione ESR effettuata su un orizzonte di sabbie fluviali quarzose a 111 m di profondità, che ha fornito un'età di 1120+/-196 ka (VII § 2.1.). Su questa base è possibile attribuire i depositi compresi tra 197,35 e 110,85 m al *chron* Matuyama, a polarità inversa, e più precisamente all'intervallo compreso tra la base del *subchron* Jaramillo (1070 ka) e il tetto del *subchron* Olduvai (1790 ka).

L'intervallo a polarità normale, compreso tra 95,55 e 37,35 m, è caratterizzato dalla presenza a quota 50 m di un paleosuolo e di una discordanza angolare che definiscono due distinte successioni sedimentarie. Su questa base l'intervallo inferiore, compreso tra 95,55 e 50 m, può essere attribuito al *subchron* Jaramillo (1070-990 ka) alla luce della datazione ESR di quota 111 m, mentre l'intervallo superiore, tra 50 e 37,35 m può essere attribuito all'intervallo compreso tra la base del *chron* Brunhes (780 ka) e 600 ka, età radiometrica del livello vulcanico rinvenuto a quota 36,70 m. Tuttavia, la presenza di un ulteriore paleosuolo a quota 105 m porta a non escludere completamente la possibilità che l'intera successione compresa tra 95,55 e 37,35 m possa essere attribuita interamente al *chron* Brunhes e abbia quindi un'età più giovane di 780 ka.

Sondaggio PB2

Nel sondaggio PB2 10 carote sono state prelevate a profondità comprese tra 0.07 e 4.90 m, in un intervallo stratigrafico composto da limi e limi argillosi giallo-ocracei. La componente caratteristica di magnetizzazione è stata isolata in 9 campioni che mostrano una polarità magnetica normale, che sulla base di considerazioni stratigrafiche può essere attribuita al *subchron* Olduvai (1790-1925 ka). La presenza di diffuse tracce di ossidazione non permette tuttavia di escludere che i campioni siano rimagnetizzati.

2. - CONCA INTERMONTANA DI CASCINA

Nell'area della Conca di Cascina sono stati campionati 3 siti (VM01-03), prelevati nelle brecce calcaree ben stratificate, a matrice aranciata, affioranti in località Valle Morino, Prungolette e Le Cese, assegnate ai *conglomerati del Castello di Cascina*. Le curve di acquisizione dell'IRM pur mostrando una rapida risalita fino a 200 mT, non sono ancora pienamente saturate per campi di 2000 mT, suggerendo la presenza prevalente di minerali a bassa coercitività e una presenza minore di minerali ad alta coercitività (Fig. 1). Le curve di smagnetizzazione termica della IRM ripartita su tre assi tra loro ortogonali confermano la prevalenza di minerali a bassa coercitività, caratterizzati da temperatura di blocco (Tb) intorno ai 580°C tipica della magnetite, insieme ad una frazione molto minore di minerali ad alta e media coercitività con Tb> 580°C, tipica dell'ematite (Fig. 1).

PROGETTO CARG

Le misure della NRM sono state condotte attraverso smagnetizzazione termica su 37 campioni, con intervalli di smagnetizzazione di 100-60°C nelle tappe iniziali e di 50-40°C alle temperature maggiori. Sono state generalmente individuate due componenti di magnetizzazione: la prima di bassa temperatura, isolata fino a 180-320°C, interpretata come una componente viscosa, la seconda isolata fino a 580°C che rappresenta la ChRM.

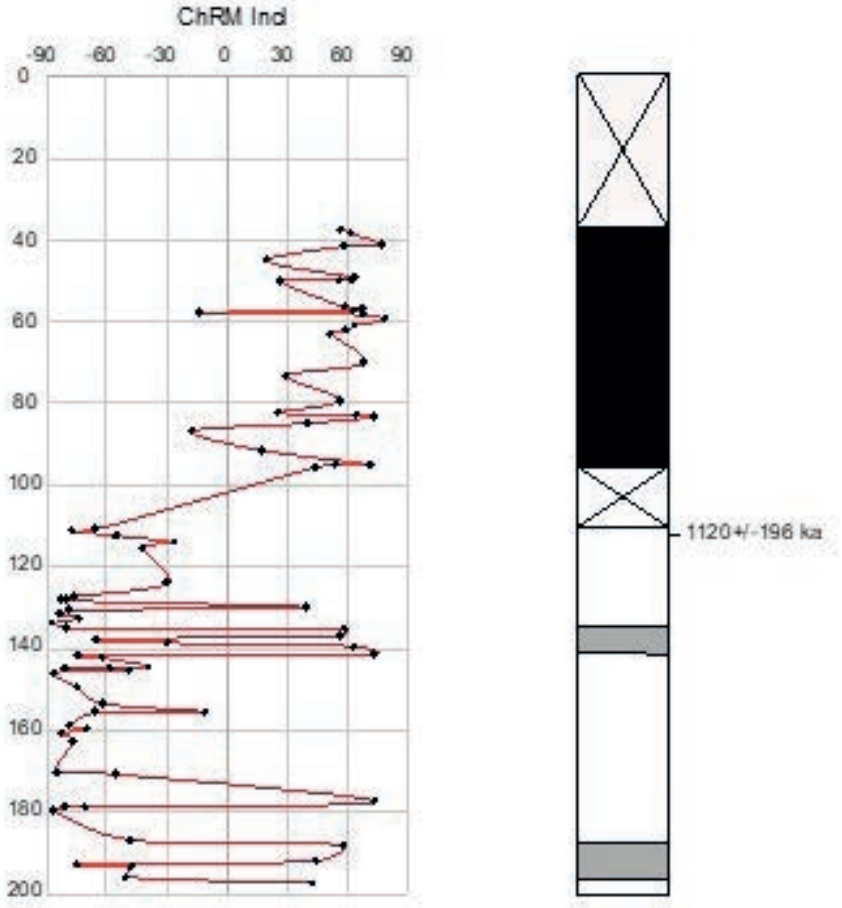


Fig. 4 - *Sintesi delle direzioni della ChRM isolata in ciascun sito della conca di Cascina, in coordinate geografiche (BTC) e tettoniche (ATC). Il sito VM03 è suborizzontale e pertanto le due proiezioni coincidono.*

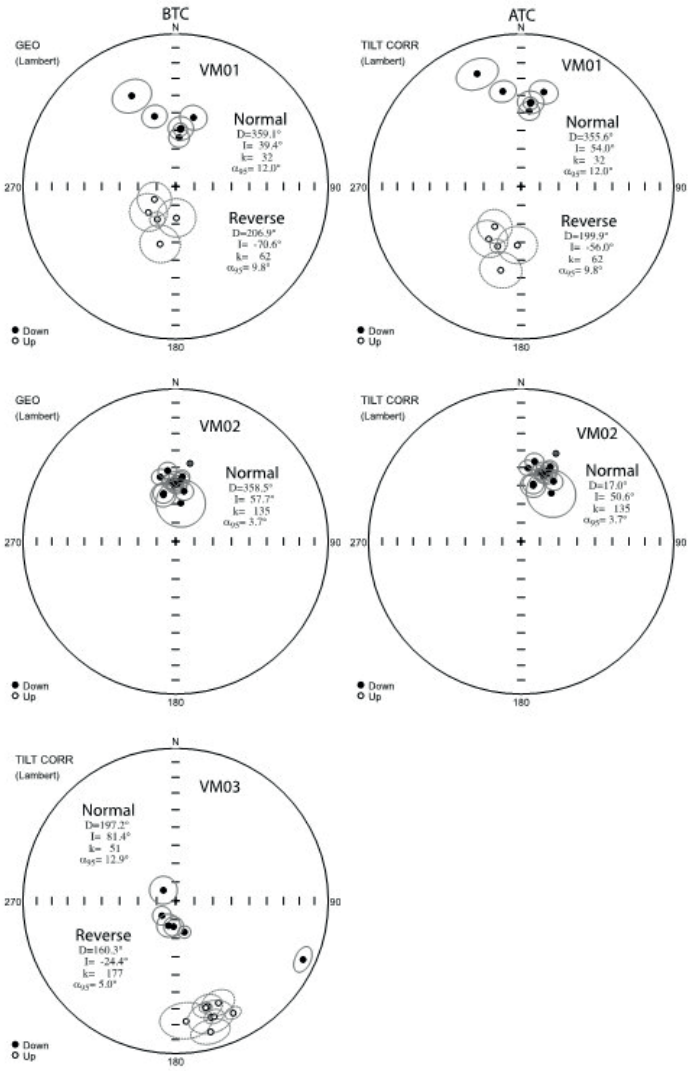


Fig. 4 - *Sintesi delle direzioni della ChRM isolata in ciascun sito della conca di Cascina, in coordinate geografiche (BTC) e tettoniche (ATC). Il sito VM03 è suborizzontale e pertanto le due proiezioni coincidono.*

Sito VM01 (N 42°24.804', E 13°13.469')

In questo sito sono state campionate 14 carote distribuite all'interno di una successione di brecce calcaree a matrice rosata, ben stratificate in banchi di 50-200 cm, per un intervallo stratigrafico di circa 20 m. I diagrammi di smagnetizzazione della NRM sono caratterizzati da una componente a polarità normale, di bassa temperatura (180-230°C), interpretata come magnetizzazione viscosa, seguita da una progressiva diminuzione dell'intensità durante la smagnetizzazione termica, con la presenza di una singola componente di magnetizzazione a polarità normale o inversa riconosciuta sino a temperature di 580°C. Nel complesso la ChRM è stata isolata in 13 campioni, di cui 5 a polarità inversa (VM05-07 e VM12,13), e 8 a polarità normale (VM0101, VM0103-04, VM0108-11) (Fig. 4).

La direzione media dei campioni a polarità normale in coordinate geografiche (BTC) è molto vicina al campo geomagnetico assiale dipolare (GAD) dell'area in esame, mentre assume inclinazioni più basse dopo correzione tettonica (ATC). Inoltre, la direzione media dei campioni a polarità normale non è antipodale con la direzione media dei campioni inversi. Su questa base è fortemente ipotizzabile che i campioni normali siano stati rimagnetizzati durante un evento a polarità normale successivo al tilting degli strati. Il sito nel suo complesso deve quindi essere considerato a polarità inversa.

Sito VM02 (42°24.762' 13°11.879')

In questo sito sono state campionate 12 carote distribuite all'interno di una successione di brecce calcaree a matrice rosata, ben stratificate in banchi di 50-200 cm, per un intervallo stratigrafico di circa 10 m. La stratificazione è leggermente inclinata verso ENE.

I diagrammi di smagnetizzazione mostrano in tutti i campioni la presenza di una singola componente di magnetizzazione a polarità normale isolata nell'intervallo compreso tra 20 e 580-630°C (Fig. 2c).

La direzione media dei campioni a polarità normale in coordinate geografiche (BTC) è molto vicina al campo geomagnetico assiale dipolare (GAD) dell'area in esame, mentre dopo correzione tettonica (ATC) la direzione media è leggermente ruotata verso est (Fig. 4). Su questa base è fortemente ipotizzabile che i campioni normali siano stati rimagnetizzati durante un evento a polarità normale successivo al tilting degli strati. Il sito nel suo complesso deve quindi essere considerato rimagnetizzato.

Sito VM03 (N 42°25.138', E13°10.516')

In questo sito sono state campionate 11 carote distribuite in un intervallo stratigrafico di circa 5 m. La stratificazione è suborizzontale. Si tratta di conglomerati ben stratificati in bancate di circa 50 cm. I conglomerati sono composti da clasti carbonatici con matrice rossastra e presentano una bassa vacuolarità. I diagrammi

PROGETTO CARG

di smagnetizzazione della NRM sono caratterizzati da una componente a polarità normale, di bassa temperatura (180-230°C), interpretata come magnetizzazione viscosa, seguita da una progressiva diminuzione dell'intensità durante la smagnetizzazione termica, con la presenza di una singola componente di magnetizzazione a polarità normale o inversa riconosciuta sino a temperature di 580-630°C (Fig. 2d). Nel complesso la ChRM è stata isolata in 14 campioni, di cui 6 a polarità inversa (VM0301-05) e 8 a polarità normale (VM0306-VM11) (Fig. 4).

La direzione media dei campioni a polarità normale presenta una direzione verso sud con inclinazione positiva. La direzione media dei campioni a polarità normale non è antipodale con la direzione media dei campioni inversi, che sono orientati verso ESE con inclinazione positiva. Su questa base è fortemente ipotizzabile che nei campioni a polarità normale non sia stato possibile isolare la componente primaria a causa di una sovraimpronta durante un evento a polarità normale. Il sito nel suo complesso deve quindi essere considerato a polarità inversa.

3. - CONCA INTERMONTANA DI MONTEREALE

Nella conca di Montereale sono stati campionati 5 siti (CL01-05), nelle brecce carbonatiche cementate, ben stratificate, a matrice da rossastra a grigia, spesso vacuolari, riferite ai *conglomerati di Castello di Montereale* (CCM). Sono inoltre stati campionati due intervalli stratigrafici nei sondaggi MR1 e MR2. Nel complesso in affioramento sono state prelevate 59 carote, dalle quali sono stati successivamente tagliati da 1 a 3 campioni cilindrici di 2.2 cm di altezza. Le curve di acquisizione della IRM non sono saturate per campi di 0.9 T e circa il 90% della IRM viene acquisito a 0.3 T, suggerendo la presenza contemporanea di minerali ad alta coercitività e a bassa coercitività. Le curve di smagnetizzazione termica della IRM ripartita su tre assi tra loro ortogonali mostrano la prevalenza di minerali a bassa coercitività, caratterizzati da temperatura di blocco (Tb) intorno ai 580°C tipica della magnetite (Fig. 1). Nei campioni è inoltre presente una frazione minore di minerali ad alta coercitività con Tb di circa 680°C, tipica dell'ematite.

Sito CL01 (N 42°29'52.2", E13°17'10.1"; 359890 4709586)

In questo sito sono state campionate 7 carote distribuite in un intervallo stratigrafico di circa 5 m. La stratificazione è leggermente inclinata verso ENE. Si tratta di brecce ben stratificate in bancate da 70 cm a 150 cm, fortemente vacuolari. I diagrammi di smagnetizzazione termica sono generalmente caratterizzati da una singola componente di magnetizzazione a polarità normale, isolata in 5 campioni nell'intervallo di temperatura compreso tra 180-440°C e 320-620°C.

PROGETTO CARG

Sito CL02 (357969 4708935)

In questo sito sono state campionate 11 carote distribuite in un intervallo stratigrafico di circa 8 m. La stratificazione è leggermente inclinata verso N (N360, 20). Si tratta di brecce carbonatiche ben stratificate in bancate di circa 100 cm. Le brecce sono composte da clasti carbonatici e da matrice rossastra e grigiastra e presentano una forte vacuolarità. I diagrammi di smagnetizzazione termica mostrano caratteristiche diverse nei campioni esaminati. In alcuni casi i campioni sono caratterizzati da una componente a bassa temperatura interpretata come magnetizzazione viscosa, seguita da una progressiva diminuzione dell'intensità durante la smagnetizzazione termica con la presenza di una singola componente di magnetizzazione a polarità normale o inversa riconosciuta sino a temperature di 580°-620°C. Negli altri campioni i diagrammi di smagnetizzazione sono più complessi, essendo caratterizzati dalla presenza di significativi incrementi di intensità di magnetizzazione tra 320 e 380°C o da una brusca diminuzione dell'intensità a basse temperature.

Sito CL03 (N 42°27'47.7", E13°19'16.0", 362036 4702739)

In questo sito sono state campionate 19 carote distribuite in un intervallo stratigrafico di circa 14 m. La stratificazione è suborizzontale. Si tratta di brecce carbonatiche ben stratificate in bancate di circa 100 cm. Le brecce sono composte da clasti carbonatici con matrice rossastra e presentano una bassa vacuolarità. I diagrammi di smagnetizzazione termica mostrano caratteristiche diverse nei campioni esaminati. I campioni della parte superiore della sezione sono caratterizzati da una componente a bassa temperatura e a polarità normale, interpretata come una magnetizzazione viscosa, seguita da una singola componente di magnetizzazione a polarità inversa isolata nell'intervallo di temperatura compreso tra 120-480°C e 480-620°C. La parte inferiore della sezione è invece caratterizzata da campioni con una singola componente di magnetizzazione a polarità normale e da campioni con una singola componente di magnetizzazione orientata verso i quadranti meridionali con inclinazione positive e verso i quadranti settentrionali e con inclinazione negativa.

CL04 (361392 4704177)

In questo sito sono state campionate 12 carote distribuite in un intervallo stratigrafico di circa 5 m. La stratificazione è leggermente immergente verso O. Si tratta di brecce carbonatiche ben stratificate, in bancate di circa 70-100 cm, a matrice rossastra e grigiastra e con una notevole vacuolarità. I diagrammi di smagnetizzazione termica mostrano caratteristiche diverse nei campioni esaminati. I campioni della parte inferiore della sezione sono caratterizzati da diagrammi di smagnetizzazione irregolari con un significativo decremento dell'intensità di magnetizzazione tra 120 e 320-380°C o da bruschi incrementi di intensità. La

PROGETTO CARG

parte superiore della sezione è invece caratterizzata da campioni con una singola componente di magnetizzazione a polarità normale (Fig. 2e) e da campioni con una singola componente di magnetizzazione a polarità inversa o orientata verso i quadranti meridionali con inclinazione positive. Queste componenti sono state isolate a temperature comprese tra 120-320°C e 520-580°C.

CL05 (360222 4705860)

In questo sito sono state campionate 10 carote distribuite in un intervallo stratigrafico di circa 6 m. La stratificazione è leggermente immergente verso NO. Si tratta di brecce carbonatiche ben stratificate in bancate di circa 40-130 cm. Le brecce sono composte da clasti carbonatici e da matrice rossastra e grigiastra e presentano una bassa vacuolarità. I diagrammi di smagnetizzazione termica mostrano caratteristiche diverse nei campioni esaminati. I campioni della parte inferiore della sezione sono caratterizzati da diagrammi di smagnetizzazione irregolari con un significativo decremento dell'intensità di magnetizzazione tra 120 e 320-380°C, con bruschi incrementi di intensità o con una singola componente di smagnetizzazione a polarità normale ma con una irregolare diminuzione di intensità. La parte superiore della sezione è invece caratterizzata da andamento della smagnetizzazione molto regolare ed omogenea. I campioni presentano una componente a polarità normale riconoscibile fino a temperature di 180°C, interpretata come una magnetizzazione viscosa, seguita da un regolare decremento dell'intensità, con l'individuazione di una singola componente di magnetizzazione ben definita, a polarità inversa, isolata sino a 580-620°C (Fig. 2f).

Discussione dei risultati

Allo scopo di definire ulteriormente il significato delle polarità magnetiche nei diversi siti campionati nel Bacino di Montereale sono stati considerati separatamente l'insieme dei campioni con componente caratteristica di magnetizzazione a polarità normale da quelli con polarità inversa. I risultati sono illustrati in Fig. 5, dove le direzioni di ciascun campione e la loro direzione media sono riportate per i campioni a polarità normale e inversa, prima e dopo correzione tettonica.

I campioni a polarità normale hanno una direzione media prima della correzione tettonica D= 0.2°, I= 56.8° con k=15.3 e a_{95}=10.9°, mentre dopo correzione tettonica la direzione media diventa D= 5.0°, I= 48.5° con k=12.5 e a_{95}=12.2°. La direzione media ottenuta prima della correzione tettonica è sostanzialmente indistinguibile da quella del campo magnetico Geocentrico Assiale e Dipolare (GAD) che per l'area di studio è D=0°, I=58°. Allo stesso tempo la distribuzione delle direzioni tende ad essere più raggruppata prima (k=15.3 e a_{95}=10.9°), che dopo la correzione tettonica (k=12.5 e a_{95}=12.2°), suggerendo che i componenti a polarità normale hanno acquisito la magnetizzazione successivamente alle fasi deformative responsabili del basculamento della stratificazione.

PROGETTO CARG

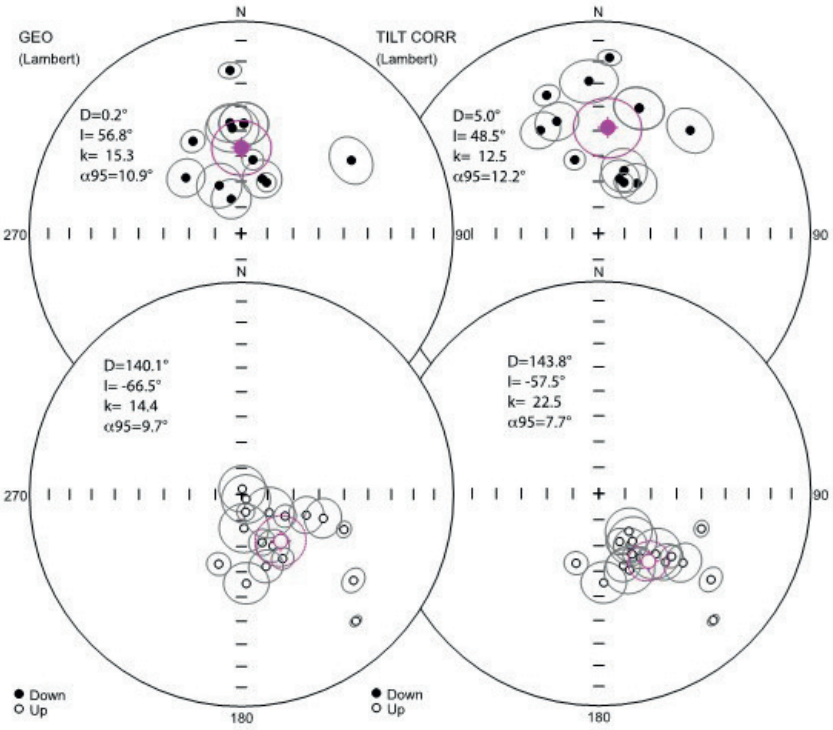


Fig. 5 - *Direzioni della ChRM calcolate per i campioni a polarità normale e inversa, prima e dopo correzione tettonica. Si noti che i campioni a polarità normale sono più dispersi dopo la correzione tettonica, mentre i campioni a polarità inversa sono meno dispersi.*

I campioni con polarità inversa hanno una direzione media prima della correzione tettonica di D=140.1°, I=-66.5° con k=14.4 e a_{95}=9.7°, mentre dopo correzione tettonica la direzione media diventa D=143.8°, I=-57.5° con k= 22.5 e a_{95}=7.7°. In questo caso la direzione media è lontana dalla direzione aspettata per il GAD e i dati tendono ad essere più raggruppati dopo correzione tettonica, indicando che la magnetizzazione è stata acquisita prima del basculamento della stratificazione e può essere considerata di origine primaria.

Occorre infine notare come i siti con una prevalenza di campioni a polarità normale (CL01, CL02 e CL04) sono caratterizzati da una elevata vacuolarità, ad indicare la presenza di significativi processi di dissoluzione chimica e riprecipitazione, mentre i siti con prevalenza di campioni a polarità inversa (CL03 e CL05)

sono caratterizzati da una bassa vacuolarità. Su questa base le brecce campionate nel Bacino di Montereale riferite ai *conglomerati di Castello di Montereale* (CCM) possono essere considerate di polarità inversa.

Sondaggi MR1 e MR2

Nel sondaggio MR1 sono stati prelevati 38 campioni nelle argille grigie incontrate a profondità comprese tra 90,18 e 99,89 m, mentre nel sondaggio MR2 sono stati prelevati 21 campioni nelle unità attraversate tra 38,11 e 41,34 m. Nel sondaggio MR1 la componente caratteristica è stata isolata in 19 campioni, dei quali 18 hanno una inclinazione negativa, mentre nel sondaggio MR2 la componente caratteristica è stata isolata solo in 5 campioni, dei quali 4 mostrano un'inclinazione positiva. Questi risultati suggeriscono che le unità stratigrafiche campionate nel sondaggio MR1 tra 90,18 e 99,89 m si siano deposte durante un intervallo a polarità magnetica inversa, mentre le unità del sondaggio MR2 tra 38,11 e 41,34 m si sono deposte durante un periodo a polarità normale.

BIBLIOGRAFIA

Fisher R. A. (1953) - *Dispersion on a sphere*. Proc. R. Soc. London, Ser. A, 217, 295– 30.

Kirschvink J.L. (1980) - *The least-squares line and plane and the analysis of palaeomagnetic data*. Geophys. J. R. Astron. Soc. 62, 699–718.

PROGETTO CARG

APPENDICE II

TEFROCRONOLOGIA DELLE SUCCESSIONI SEDIMENTARIE DEL FOGLIO 348 ANTRODOCO

Biagio Giaccio[1], Edi Chiarini[2], Felicia Papasodaro[2], Ilenia Arienzo[3], Valentina Barberini[4], Dominique Blamart[5], Francesca Castorina[6], Marinella A. Laurenzi[7], Sebastien Nomade[5], Igor Villa[4]

1. - INTRODUZIONE E CENNI METODOLOGICI

Il metodo tefrocronologico consiste nella determinazione dei caratteri diagnostici litostratigrafici, geochimici e geocronologici di livelli di cenere vulcanica (tefra) che ne consentono il riconoscimento e la tracciabilità in differenti contesti sedimentari, fornendo così un efficace strumento geocronologico-stratigrafico attraverso il quale i depositi associati possono essere datati e correlati a scala regionale ed extra-regionale (e.g., Lowe, 2011).

Analogamente ad altri metodi comparativi, l'efficacia di questo strumento dipende dal grado di conoscenza e completezza dei dati stratigrafici, geochimici e geocronologici utilizzati come database di riferimento. Nel contesto del Mediterraneo centrale, sebbene moltissimo lavoro resti ancora da fare, il recente svi-

[1] CNR - Istituto di Geologia Ambientale e Geoingegneria, Monterotondo, Roma, Italia
[2] Istituto Superiore per la Protezione e la Ricerca Ambientale, Roma, Italia
[3] Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia - Osservatorio Vesuviano, Italia
[4] Dipartimento di Scienze dell'Ambiente e della Terra, Università degli studi Milano-Bicocca. Milano, Italia
[5] Laboratoire de Sciences Du Climat et de L'Environnement and Université de Paris-Saclay, Gif-sur-Yvette, France
[6] Dipartimento di Scienze della Terra, Sapienza Università di Roma, Roma, Italia
[7] CNR - Istituto di Geoscienze e Georisorse, Pisa, Italia

PROGETTO CARG

luppo del metodo tefrocronologico, che negli ultimi dieci anni ha conosciuto un notevole incremento (e.g., Monaco *et alii*, 2022; Pereira *et alii* ,2020; Smith *et alii*, 2011; Tomlinson *et alii*, 2012), ha reso la tefrocronologia uno strumento imprescindibile in molti ambiti delle scienze del Quaternario in questa regione.
L'Appenino Centrale è un'area particolarmente privilegiata e adatta allo sviluppo e all'applicazione della tefrocronologia. Questo settore della catena si trova da poche decine a qualche centinaio di km di distanza e sottovento rispetto ai distretti vulcanici peri-tirrenici, sede di un'intensa attività esplosiva plio-quaternaria (e.g. Peccerillo, 2017) (Fig. 1a), nell'area di dispersione prevalente dei prodotti piroclastici da caduta; cospicui livelli di tefra sono infatti frequentemente rinvenuti nelle successioni sedimentarie continentali quaternarie (e.g., Wulf *et alii*, 2004;

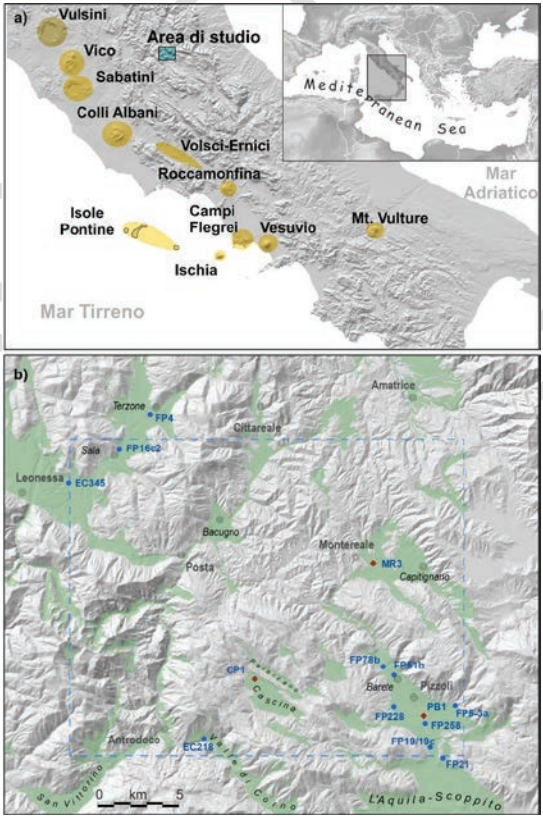


Fig. 1 - *Distribuzione dei principali distretti vulcanici italiani del Quaternario in relazione all'area di studio (a) e ubicazione dei campioni di tefra studiati (b). Il rettangolo in tratteggio blu in b) indica l'area del Foglio 348 Antrodoco, mentre i cerchi in blu e i rombi in rosso indicano rispettivamente successioni affioranti e carotaggi.*

PROOFING

2012; Petrosino *et alii*, 2014; Giaccio *et alii*, 2012; 2015; 2017; 2019; Di Roberto *et alii*, 2018; Leicher *et alii*, 2022; Monaco *et alii*, 2021; 2022; Regattieri *et alii*, 2019). La natura ultrapotassica dei distretti laziali e campani rende inoltre possibile la datazione diretta dei tefra distali mediante il metodo $^{40}Ar/^{39}Ar$ su cristalli di K-feldspato o leucite, che molto spesso risultano sufficientemente grossolani per ottenere accurate e precise determinazioni cronologiche.

Tab. 1 - *Ripartizione (in grigio) delle analisi effettuate per ogni singolo campione dei 21 tefra considerati. EMPA: analisi alla Microsonda elettronica (Electron probe micro analyser) delle inclusioni vetrose in clinopirosseno; LA-ICP-MS: laser-ablation inductively-coupled-plasma mass-spectrometry; TIMS: Thermal Ionization Mass Spectrometry.*

Campione	EMPA	Datazioni $^{40}Ar/^{39}Ar$	$^{87}Sr/^{86}Sr$		$^{143}Nd/^{144}Nd$
			LA-ICP-MS	TIMS	
1. FP5-3a					
2. FP19					
3. FP21					
4. FP51b					
5. FP78b					
6. FP136					
7. FP228					
8. FP252					
9. FP258					
10. PB1_36.9					
11. MN3-69					
12. CL218					
13. FP163					
14. CP1-13.8					
15. CP1-15.95					
16. CP1-16.65					
17. CP1-20.70					
18. CP1-24.30					
19. EC345					
20. FP4					
21. FP16c2					

Nell'ambito della realizzazione del Foglio 348 Antrodoco sono stati analizzati in totale 21 tefra (Tab. 1) provenienti da depositi affioranti o carotati nelle aree dei bacini intermontani di Montereale, Pizzoli-Barete, Cascina, Leonessa e Valle di Corno (Fig. 1b).

La stratigrafia delle successioni sedimentarie quaternarie affioranti in tali conche è descritta nel dettaglio nel § VII delle Note Illustrative del Foglio. In base alle caratteristiche litologiche e tessiturali dei 21 tefra, le analisi hanno previsto:

(*i*) la determinazione della composizione degli elementi maggiori di inclusioni vetrose in clinopirosseni estratti da 8 livelli (Tab. 1), mediante microsonda elettronica, eseguita presso l'Istituto di Geologia Ambientale e Geoingegneria (IGAG) del CNR (Roma); (*ii*) la datazione diretta $^{40}Ar/^{39}Ar$ di 13 livelli (Tab. 1) eseguita in tre diversi laboratori (Istituto di Geoscienze e Georisorse [IGG], CNR, Pisa; Laboratoire des Sciences du Climat et de L'Environnement [LSCE], CEA-CNRS-UVSQ, Parigi; Dipartimento di Scienze dell'Ambiente e della Terra [DISAT] - Università degli studi Milano-Bicocca) e (*iii*) la determinazione della composizione degli isotopi dello Sr e del Nd, mediante tecniche di spettrometria *standard* ($^{87}Sr/^{86}Sr$ di 6 livelli e $^{143}Nd/^{144}Nd$ di 3 livelli; Tab. 1) e *laser ablation* su singoli cristalli di pirosseno ($^{87}Sr/^{86}Sr$ di 9 livelli; Tab. 1), eseguita presso tre diversi laboratori (Dipartimento Scienze della Terra [DST], La Sapienza, Roma; Osservatorio Vesuviano [OV], INGV, Napoli; LSCE, Parigi). La ripartizione delle analisi effettuate per ognuno dei 21 tefra in esame è illustrata in Tab. 1.

2. - METODI

2.1. - Analisi degli elementi maggiori di inclusioni vetrose

La composizione degli elementi maggiori ai fini tefrocronologici viene ordinariamente eseguita su frammenti juvenili vetrosi. A tal riguardo, sebbene per questo studio siano stati presi in considerazione 17 tefra, l'esame al microscopio binoculare ha purtroppo evidenziato che tutti i tefra raccolti contenevano pomici e/o scorie alterate e quindi non adatte per uno studio tefrocronologico condotto con metodi ordinari. Al fine di ovviare all'inadeguatezza dei materiali si è quindi proceduto ad analizzare le inclusioni vetrose intrappolate nei pirosseni di 8 livelli campionati nell'ambito dell'area di studio (FP19; FP5-3a; FP163; CP1-13,8; CP1-15,95; CP1-16,65; CP1-20,70; MN3-69) (Tab. 1).

I campioni sono stati lavati in acqua e frazionati con setacci da 500 μm, 250 μm e 125 μm. Dalle frazioni più grossolane (>500 μm e 500-250 μm) sono stati selezionati al microscopio binoculare almeno 20 cristalli di pirosseno. Questi sono stati inglobati in resina epossidica, montati su vetrini e quindi poi ridotti a sezioni sottili lucide.

Le analisi chimiche degli elementi maggiori e minori sono state effettuate all'Istituto di Geologia Ambientale e Geoingegneria del Consiglio Nazionale delle ricerche (IGAG-CNR) mediante microsonda elettronica Cameca SX50, equipaggiata con 5 spettrometri a dispersione di lunghezza d'onda (*wavelength dispersive spectrometer*, WDS) con le seguenti condizioni operative: tensione di carico, 15 kV; fascio di corrente, 15 nA; diametro del fascio, 10-15 μm; tempo di conteggio, 20 s per elemento. *Standard* utilizzati: wollastonite (Si and Ca), corindone (Al),

PROGETTO GRIG

diopside (Mg), andradite (Fe), rutilo (Ti), ortoclasio (K), jadeite (Na), flogopite (F), cloruro di potassio (Cl), baritina (S) e metalli (Mn). Al fine di valutare l'accuratezza delle analisi, tre *standard* secondari internazionali (Kakanui augite, vetro basaltico islandese Bir-1 e riolitico RLS132, dal United States Geological Survey) sono stati misurati prima di ogni seduta di analisi. La precisone media è risultata paria a: ~1% per SiO_2, ~2% per Al_2O_3, 7% per K_2O, CaO e FeO e 8%-10% per gli altri elementi.

2.2. - Datazioni $^{40}Ar/^{39}Ar$

2.2.1. - *Analisi LSCE*

Le analisi $^{40}Ar/^{39}Ar$ sono state effettuate su cristalli di sanidino estratti dai campioni CP1-24.30 e FP5-3a. Dopo la lisciviazione con una soluzione di HF al 5%, i cristalli sono stati singolarmente caricati nel porta-campioni costituito da un disco di alluminio. I campioni sono stati quindi irradiati per 105 minuti in un tubo β1 al reattore OSIRIS (CEA Saclay, France). Dopo l'irradiazione, i cristalli
sono stati uno per uno trasferiti in un contenitore di rame e quindi caricati in una finestra a vuoto differenziale Cleartran©. Sono stati quindi individualmente fusi al 12% di potenza del laser un totale di 20 cristalli.
Gli isotopi dell'Ar sono stati analizzati con uno spettrometro di massa VG5400 equipaggiato con un singolo contatore (Balzers© SEV 217 SEN), secondo la procedura descritta in Nomade *et alii* (2010).
La *neutron fluence* (J) è stata monitorata mediante co-irradiazione dello *standard* Alder Creek sanidine (ACs; Nomade *et alii*, 2005) caricato nello stesso porta campioni dei cristalli da misurare.
Il corrispondente valore di J è stato calcolato usando un'età di riferimento per l'ACs di 1.1891 Ma (Niespolo *et alii*, 2017) e la costante di decadimento di Steiger & Jäger (1977). La precisione e l'accuratezza della correzione della discriminazione di massa è stata monitorata giornalmente misurando l'argon dell'aria (Nomade *et alii*, 2010).

2.2.2. - *Analisi IGG*

Otto campioni (MN3_69, FP228, FP21, FP258_8.15-8.20, FP78b; FP51b, CL218, PB1_36.90b) sono stati sottoposti ad analisi $^{40}Ar/^{39}Ar$. Una volta separati manualmente, i sanidini sono stati lisciviati per 5 minuti in bagno ultrasonico con HF 5%, lavati ripetutamente in acqua distillata, poi in metanolo, sempre in bagno ultrasonico, asciugati su piastra a circa 50 °C.
I campioni sono stati avvolti in contenitori di Al commerciale, impilati in una fiala di quarzo e irraggiati nel reattore nucleare TRIGA di Pavia (PAV-72 e PAV-76,

PROGETTO CARG

entrambi per 3 h, in canale centrale). Lo *standard* di flusso utilizzato per calcolare il fattore d'irraggiamento J è il sanidino TCR-II, fornito da D. F. Mark (Mark *et alii*, 2009), assumendo un'età di 28.34 Ma (intercalibrazione di Renne *et alii*, 1998). Le età sono state calcolate utilizzando le costanti di decadimento di Steiger & Jäger (1977).

I campioni irraggiati sono stati caricati in fori di dimensioni adatte di un portacampioni di rame, che è stato inserito in un'apposita camera collegata a una linea d'estrazione a ultra alto vuoto, e sottoposto a un preriscaldamento della durata media di 12 ore a 150°C. Per questi campioni è stata scelta l'analisi per fusione totale con un laser a CO_2. La fusione è stata fatta su cristallo singolo quando possibile (dimensioni sufficientemente grandi per l'età presunta del campione), altrimenti sono state utilizzate popolazioni di 2÷8 cristalli. I componenti volatili rilasciati dai campioni durante la fusione e interferenti con la misura (come ad esempio H_2O, CO_2, ecc.) sono stati eliminati tramite due *getters* SAES AP10, mantenuti a una temperatura di circa 400°C, e un *getter* SAES GP50 operante a temperatura ambiente. La durata del singolo processo di estrazione del gas e successiva purificazione è stata di 10 minuti. La frazione gassosa ottenuta è stata immessa in uno spettrometro di massa per gas nobili MAP215-50, operante in statico, e analizzata utilizzando un moltiplicatore secondario di elettroni Balzers SEV217 come rivelatore. Ogni analisi comprende dieci cicli di misure, per un totale di circa 30 minuti. I dati analitici ottenuti sono estrapolati al tempo d'ingresso nello spettrometro (tempo zero), per evitare effetti di memoria, e poi corretti per i bianchi (in media uno ogni due-tre misure di campione), il frazionamento isotopico, le interferenze nucleari e il decadimento di ^{37}Ar e ^{39}Ar. Il frazionamento isotopico è stato controllato mediante l'analisi periodica di un volume noto di aria. I fattori di correzione per le interferenze nucleari sono stati ottenuti dalla media delle misure di sali di K e Ca posti in irraggiamenti precedenti di durata media e lunga, tali quindi da permettere la formazione di isotopi interferenti in quantità misurabile. L'elaborazione dei dati, i calcoli e i grafici sono stati eseguiti utilizzando i programmi *ArArCALC* (Koppers, 2002) e *ISOPLOT 3.00* (Ludwig, 2003). Le incertezze analitiche sono a livello di ±2σ nella discussione dati (Par. 3.2.3) ed in Fig. 4; le intensità dei singoli isotopi riportate in Tavola 1 sono invece a livello di ±1σ.

Le analisi di minerali contenuti in tephra sono generalmente presentate come diagrammi di probabilità, che permettono di controllare la regolarità della distribuzione e l'eventuale presenza di componenti di età anomala (*outliers*). L'età si calcola come media pesata delle analisi, nella quale ogni punto è pesato per l'inverso della varianza. La scelta dei punti da includere ed escludere è fatta sia sulla base del diagramma di probabilità sia controllando il parametro statistico MSWD (*Mean Square of Weighted Deviates*) (Wendt & Carl, 1991). Le età delle singole analisi sono calcolate assumendo una composizione isotopica iniziale dell'Ar at-

PROGETTO CARG

mosferica (i.e. $^{40}Ar/^{36}Ar$=295.5). Il controllo della veridicità di quest'assunzione è fatto tramite il diagramma di correlazione (isocrona) $^{36}Ar/^{40}Ar$ vs. $^{39}Ar/^{40}Ar$, dove non viene fatta alcuna ipotesi sulla composizione isotopica iniziale del sistema: il dato di età eventualmente ottenuto è automaticamente corretto per tale composizione, indipendentemente dal suo valore. Se l'ipotesi iniziale si rivelerà corretta l'età ottenuta con il calcolo della media pesata e l'età di isocrona coincideranno entro l'errore, se invece risulterà errata, le due età divergeranno. Quando la dispersione dei punti sul diagramma è scarsa, l'eventuale retta di correlazione risulterà però poco definita e si otterranno errori elevati nell'intercetta con l'asse che è più lontano dal raggruppamento dei punti analisi. L'errore finale di una misura ^{40}Ar-^{39}Ar comprende diversi livelli che sono inseriti a stadi successivi dell'elaborazione (vedi Paragrafo successivo *2.2.3*). L'incertezza riportata per questi dati comprende l'incertezza analitica e l'incertezza derivante dalla variazione verticale di flusso neutronico.

2.2.3. - *Università Milano Bicocca*

I campioni di sanidino, di peso compreso fra 6 e 70 mg, sono stati avvolti in una pellicola di alluminio, in maniera da ottenere un disco piatto di diametro pari a 10 mm e spessore di ca. 1-3 mm. I campioni sono stati quindi irradiati nel reattore della McMaster University (Ontario, Canada) per 30 MWh, evitando accuratamente la schermatura al cadmio, per non perdere le informazioni sulle concentrazioni di Cl. Siccome il Cl è assente nei feldspati (Smith, 1974), un elevato rapporto Cl/ K è un chiaro indizio di alterazione. Al fine di controllare il gradiente verticale del flusso neutronico, i pacchetti discoidali di campione sono stati intercalati con diversi pacchetti discoidali contenenti il sanidino come monitor dell'intensità dell'irraggiamento. L'età del FCs è stata considerata pari a 28.172 ±0.028 Ma (Rivera *et a*lii, 2011). Il fattore di irraggiamento J è stato interpolato per ogni campione mediante regressione lineare dei valori di J ottenuti sui monitor di FCs. Le procedure analitiche adottate rappresentano un aggiornamento di quelle riportate in Villa *et alii* (2000). Prima di misurare ogni campione è stata eseguita una misura *in bianco*, quindi due misurazioni consecutive di Ar atmosferico, rilasciato tramite un sistema di pipette. I campioni sono stati poi sottoposti ad un riscaldamento in vari step a temperature crescenti fino alla fusione (*step-heating*) in un forno a doppio vuoto e bianco ridotto (*low-blank double-vacuum*). Prima dell'analisi il gas è stato purificato mediante due getter SAES™ C-50. Per l'analisi tutti e cinque gli isotopi dell'argon, così come gli idrocarburi (massa 41) e ^{35}Cl elementare, sono stati misurati con uno spettrometro di massa per gas nobili NuInstruments™ Noblesse®, dotato di un collettore Faraday (F) con resistenza di 10^{11} Ω e due contatori di ioni MasCom™ (IC0 e IC1). Questa configurazione consente la misurazione simultanea degli isotopi dell'argon intervallati da due

PROGETTO CARG

unità di massa e la calibrazione diretta delle rese F/IC0 e IC0/IC1 in ogni step, in funzione delle condizioni analitiche eventualmente variabili. Queste rese sono simili, ma non necessariamente uguali, a quelle determinate dalle pipette atmosferiche (che pure quantificano in modo indipendente il frazionamento di massa proveniente dalla sorgente). La sequenza di misura si compone di 4 cicli: ^{40}Ar(F), ^{38}Ar (IC0), ^{36}Ar(IC1); ^{38}Ar(F), ^{36}Ar(IC0), massa 34 (IC1); ^{39}Ar(F), ^{37}Ar(IC0), ^{35}Cl(IC1); massa 41(F), ^{39}Ar(IC0), ^{37}Ar(IC1). Il quarto ciclo è attivo solo quando il conteggio degli ioni ^{39}Ar è inferiore a 1 MHz. I quattro cicli sono stati ripetuti 25 volte per evitare risultati spuri dovuti alla non-linearità tempo-dipendente del contatore di ioni, documentata da Barberini & Villa (2015).
I dati grezzi dell'estrapolazione al tempo zero sono stati elaborati nel foglio di calcolo dedicato CalcolAr, correggendo il fondo strumentale dello spettrometro di massa, le rese dei due contatori di ioni, le misure *in bianco*, il frazionamento della sorgente e il decadimento di ^{37}Ar dalla data dell'irraggiamento, oltre alla propagazione di tutte le incertezze associate. Le concentrazioni totali di ^{39}Ar, ^{38}Ar e ^{37}Ar sono state convertite in concentrazioni assolute di K, Cl e Ca, rispettivamente, per effettuare un controllo stechiometrico e fornire i rapporti Ca/K e Cl/K. La costante di decadimento del ^{40}K utilizzata per il calcolo dell'età è stata 5.543 x 10^{-4} Ma^{-1} (Steiger & Jäger 1977), anche se molto probabilmente non è corretta (Min *et alii*, 2000; Naumenko-Dèzes *et alii*, 2018), al fine di rendere meno complicati i confronti con i dati di letteratura. I calcoli delle isocrone, le medie ponderate e le stime dell'indice di dispersione MSWD sono stati calcolati con il programma di calcolo Isoplot (Ludwig, 2012). Le grafiche (Fig. 5) rappresentano l'incertezza 1σ sui singoli steps; la stima dell'età finale nel testo e nelle figure è data con un'incertezza di 2σ. Notiamo che bisogna considerare tre diversi livelli di incertezza. La concordanza/discordanza interna degli step di ogni campione preso individualmente deve essere valutata sulla base delle sole incertezze interne alla singola misura di ogni step. Il confronto fra campioni diversi di uno stesso irraggiamento richiede di sommare questa incertezza interna con quella del gradiente del flusso neutronico durante l'irraggiamento; questa è l'incertezza indicata nel seguito. Infine, il confronto dei campioni qui riportati con quelli riportati in letteratura richiede l'inclusione delle incertezze sistematiche sull'età del monitor dell'irraggiamento (per i lavori nei quali gli autori hanno fornito tutte le informazioni) e sulla costante di decadimento del ^{40}K, ove sia necessario confrontare il sistema K-Ar con altri sistemi di decadimento.

2.3. - ^{87}Sr/^{86}Sr

2.3.1. - *Precisazione metodologica*

Poiché diversi campioni risultano significativamente alterati, le analisi sono state

PROGETTO CARG

eseguite solo su cristalli di pirosseno estratti dagli stessi campioni. Questa fase minerale è infatti particolarmente resistente all'alterazione e quindi, diversamente dalla matrice, conserva la composizione isotopica originaria del magma. Inoltre, essendo il pirosseno in molti casi non particolarmente abbondante, la maggior parte delle analisi è stata eseguita con il metodo della LA-ICP-MS (*laser-ablation inductively-coupled-plasma mass-spectrometry*) che permette di effettuare misure su singolo cristallo con diametro anche di un centinaio di μm.

2.3.2. - *Analisi LSCE*

Il rapporto $^{87}Sr/^{86}Sr$ è stato determinato su 9 campioni (Tab. 1) mediante LA-ICP-MS con un sistema di ablazione NWR193 ESI. Il diametro e la frequenza del fascio laser sono stati calibrati in base alle concentrazioni di Sr in maniera tale da ottenere sull'isotopo ^{88}Sr un segnale di almeno 5V.
Dopo il lavaggio, 10 pirosseni sono stati estratti da ognuno dei nove campioni presi in esame. Ognuno dei 90 pirosseni è stato quindi analizzato con un diametro del fascio laser di 150 μm e per i campioni FP258 e MN3-69 anche con uno spot di 100 μm. Questa procedura permette di ottenere una deviazione *standard* migliore di 5 ppm.
Al fine di controllare l'accuratezza delle misure, nel corso delle analisi dei campioni sono stati contemporaneamente misurati due standard interni con valori del rapporto $^{87}Sr/^{86}Sr$ noti. Il primo corrisponde a un guscio di mollusco attuale con un rapporto $^{87}Sr/^{86}Sr$ pari a quello dell'acqua marina attuale (~0.70915). Il secondo è un corallo del Trias con un rapporto $^{87}Sr/^{86}Sr$ di 0,707692 (±22 ppm). Durante le analisi, la configurazione del Neptune permette di misurare tutte le masse degli isotopi dello stronzio (^{84}Sr, ^{86}Sr, ^{87}Sr, ^{88}Sr), due del krypton (^{82}Kr, ^{83}Kr) e uno del rubidio (^{85}Rb).

2.3.3. - *Analisi INGV-OV*

Dai campioni FP21, FP5-3a, FP78b e MN3-69 sono state separate le fasi minerali più abbondanti (pirosseni e feldspati), mediante separazione manuale al microscopio bioculare. Relativamente al campione FP21 è stato possibile separare anche un'aliquota di vetro, sebbene visibilmente alterato. Nel laboratorio di chimica fine dell'INGV-OV sono stati pesati, in *beakers* di Teflon della Savillex, tra 0.01 e 0.07 grammi di feldspati e pirosseni e 0.02 grammi di vetro. La frazione di vetro è stata sottoposta a *leaching* spinto, effettuato 5 volte con acido cloridrico 6N. Ogni volta il campione è stato posto per 10 minuti su piastra riscaldata a 100°C e poi sciacquato con acqua demineralizzata prodotta mediante sistema Elix-Milli Q®. Il *leaching* sui minerali è stato effettuato con acido fluoridrico diluito (7%), lasciando i minerali nell'acido e ponendoli in un bagno ad ultrasuoni per 10 minuti. Le

PROGETTO CARG

frazioni sono state poi sciacquate con acqua demineralizzata.
Alla fase di *leaching* è seguita quella di dissoluzione dei campioni. Per la dissoluzione sono stati utilizzati acidi sovrapuri. Con l'ausilio di pipette da laboratorio in ciascun *beaker* sono stati versati HNO_3 e HF; i *beakers* sono stati poi lasciati su piastra riscaldante a 100°C, sotto cappa, per 24 ore. Il secondo attacco acido è stato eseguito aggiungendo HNO_3 in ciascun *beaker* e lasciandolo asciugare su piastra fino a completa evaporazione, in maniera tale da trasformare i fluoruri, precedentemente ottenuti, in nitrati. Infine per l'ultimo attacco è stato utilizzato HCl 6N. La soluzione è stata lasciata su piastra riscaldata a ca. 100°C per 12 ore e poi fatta asciugare fino a completa evaporazione. Una volta asciugati, i campioni sono stati diluiti in HCl 2.5N e versati in provette sottoposte a centrifugazione per 10 minuti ad una velocità di 5630 rpm. Al termine di queste operazioni è stata eseguita la separazione dello Sr e Nd contenuti nei campioni attraverso tecniche di separazione cromatografica. Le frazioni ottenute sono state nitrificate e caricate su filamenti di Renio al fine di determinarne la composizione isotopica dello Sr e del Nd, mediante spettrometro di massa a ionizzazione termica (Thermo Finnigan Triton TI), multicollettore, presso il Laboratorio degli Isotopi Radiogenici dell'INGV, OV. I rapporti isotopici $^{87}Sr/^{86}Sr$ e $^{143}Nd/^{144}Nd$ sono stati normalizzati per il frazionamento utilizzando, rispettivamente, i rapporti $^{86}Sr/^{88}Sr$ =0.1194 e $^{146}Nd/^{144}Nd$ =0.7219. L'errore sulla singola misura ($2\sigma_{mean}$), che è la media di 180 misure, è generalmente inferiore a ±0.000009, per le misure di Sr, e inferiore a ±0.000006 per le misure di Nd. Le medie dei rapporti isotopici misurati sugli *standards* NIST-SRM 987 (standard di Sr) e La Jolla (standard di Nd), nel periodo in cui sono state effettuate le determinazioni isotopiche, sono: 0.710225±0.000020 (2σ, N=72) e 0.511845±0.000010 (2σ, N=32), rispettivamente. La riproducibilità esterna 2σ è stata calcolata in accordo con quanto riportato in Goldstein *et alii* (2003). I rapporti isotopici dello Sr e del Nd misurati sono stati normalizzati ai valori raccomandati degli *standards* NIST SRM 987 ($^{87}Sr/^{86}Sr$ =0.71025) e La Jolla ($^{143}Nd/^{144}Nd$ =0.51185) rispettivamente.

2.3.4. - *Analisi DST-La Sapienza*

30-50 mg di polvere di campione sono stati trattati con una miscela di HF+HNO_3 ultrapuri in "Savillex Teflon vials" ad una temperatura di 70°C per 48 h, successivamente sono stati fatti evaporare e convertiti in forma di cloruro mediante HCl 6 N. La stessa procedura è stata ripetuta alla temperatura di 200°C per consentire la totale dissoluzione del campione. Lo Sr è stato separato dalla matrice usando 3 ml di resina a scambio ionico, tipo AG 50 W-X8 (in forma H^+) della Bio-Rad Laboratories. Le misure dei rapporti isotopici dello Sr sono state effettuate all'Istituto di Geologia Ambientale e Geoingegneria del Consiglio Nazionale delle Ricerche (sezione Roma "Sapienza") in spettrometria di massa per solidi (TIMS) utiliz-

PROOFING CARD

zando lo strumento FINNIGAN MAT 262RPQ. Le misure sono state effettuate in modalità "statica"; la precisione interna (*within-run precision*) di una singola misura viene espressa come errore 2-standard. Durante il periodo di analisi, lo standard NBS987 ha dato un valore medio: $^{87}Sr/^{86}Sr = 0.71025 \pm 0.000011$ (errore 2σ su 12 misure).

3. - RISULTATI

3.1 - Litologia e composizione inclusioni vetrose in cpx

FP5-3a - Ceneri medio-grossolane (Ø max 1 mm) con pomici e scorie giallastre alterate ed abbondanti cristalli di clinopirosseno (verdi e neri) e sanidino. La composizione delle inclusioni vetrose nei clinopirosseni è prevalentemente tefrifonolitica con alcune misure al limite del campo delle fonoliti (Fig. 2 e Tab. 2).
FP19 - Ceneri grossolane e lapilli fini (Ø max 4 mm) costituite da scorie ocracee fortemente alterate associate ad abbondanti cristalli di clinopirosseno, leucite e mica nera. La composizione delle inclusioni vetrose nei clinopirosseni è K-foiditica (Fig. 2 e Tab. 2).
FP21 - Ceneri fini costituite da scorie arrossate fortemente alterate associate ad abbondanti cristalli di sanidino, rari clinopirosseni e litici vulcanici.
FP51b - Ceneri molto fini costituite prevalentemente da scorie ocracee fortemente alterate. Nella frazione più grossolana (250 μm) sono presenti cristalli di clinopirosseno e sanidino e granuli di carbonato detritico.
FP78b - Ceneri fini costituite da pomici giallastre alterate associate a cristalli di clinopirosseno, sanidino e mica.
FP136 - Ceneri fini costituite da scorie giallastre alterate porfiriche associate a cristalli di sanidino e mica.
FP228 - Ceneri medio-grossolane costituite prevalentemente da cristalli di pirosseno pleocroico e sanidini con rare scorie brunastre porfiriche molto alterate.
FP252 - Ceneri fini costituite da scorie grigiastre alterate associate a cristalli di mica, clinopirosseno e sanidino.
FP258 - Ceneri fini costituite da scorie alterate associate ad abbondanti cristalli di mica, clinopirosseno e sanidino.
FP163 - Ceneri medio-fini costituite prevalentemente da cristalli di clinopirosseno e sanidino. La composizione delle inclusioni vetrose nei clinopirosseni è di una fonolite (Fig. 2) piuttosto evoluta caratterizzata da basso contenuto di MgO (0,4-0,3 %; Tab. 2).
PB1_36.90 - Ceneri fini costituite da abbondante matrice di scorie alterate grigio-giallastre associata a cristalli di clinopirosseno, sanidino e mica. La composizione delle inclusioni vetrose nei pirrosseni è foiditica (Fig. 2).

PROGETTO CARG

MN3-69 - Ceneri medio-fini costituite prevalentemente da scorie grigio-giallastre alterate che includono abbondanti micro-cristalli di leucite associate a cristalli sciolti di mica, clinopirosseno, sanidino. Le inclusioni vetrose nei pirosseni hanno una composizione foiditica (Fig. 2)

CL218 - Ceneri fini, aggregate ed alterate, di colore grigio chiaro contenenti cristalli di dimensioni inferiori a 2 mm di biotite, clinopirosseni (neri e verdi) e sanidino con abito ben conservato. Sono presenti modiche quantità di clasti carbonatici probabilmente imputabili a rimescolamento con il soprastante orizzonte alluvionale in sede di campionamento.

CP1-13.80 - Ceneri medio-grossolane costituite prevalentemente da cristalli subeudrali e trasparenti di sanidino e clinopirosseno scuro. La composizione delle inclusioni vetrose nei clinopirosseni è fonotefritica (Fig. 2 e Tab. 2).

CP1-15.95 - Ceneri medio-grossolane costituite prevalentemente da cristalli di clinopirosseno scuro, sanidino e scorie grigiastre molto alterate. Sono presenti inoltre aggregati di ossidi ferro-magnesiaci di probabile origine pedogenetica. La composizione delle inclusioni vetrose nei clinopirosseni è tefrifonolitica (Fig. 2 e Tab. 2).

CP1-16.65 - Ceneri medio-grossolane costituite prevalentemente da cristalli di clinopirosseno, sanidino e mica nera. La composizione delle inclusioni vetrose nei clinopirosseni è molto eterogenea con termini variabili da fonotefrite-tefrifonolite a trachite (Fig. 2 e Tab. 2).

CP1-20.70 - Ceneri medio-grossolane costituite prevalentemente da cristalli di

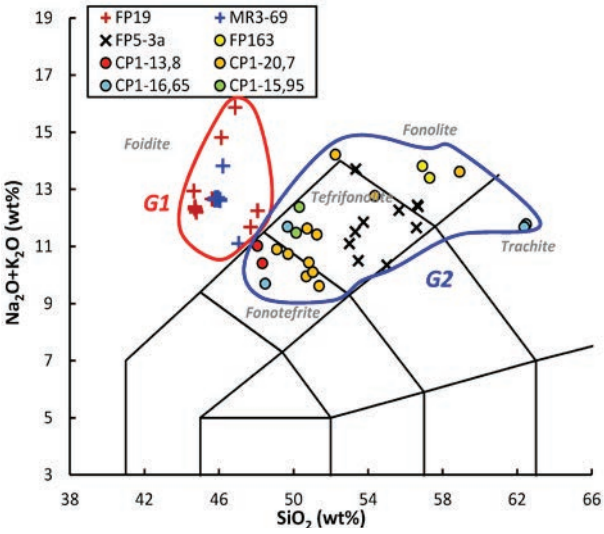


Fig. 2 - Classificazione TAS dei tefra analizzati (inclusioni vetrose in cpx) suddivisi in due gruppi composizionali: G1 e G2. Fig. 2 - Classificazione TAS dei tefra analizzati (inclusioni vetrose in cpx) suddivisi in due gruppi composizionali: G1 e G2.

PROGETTO

clinopirosseno scuro e sanidino. La composizione delle inclusioni vetrose nei clinopirosseni è prevalentemente fonotefritica (c. 55%), ma con misure che cadono anche nei campi delle tefrifonoliti (27%) e delle fonoliti (18%) (Fig. 2 e Tab. 2).

CP1-24.30 - Ceneri medio-fini costituite da scorie grigiastre poco vescicolate porfiriche associate a cristalli di leucite, mica e clinopirosseno.

EC345 - Ceneri fini costituite in prevalenza da frammenti juvenili di colore dal grigio chiaro al grigio scuro, da cristalli di sanidino, da piccoli cristalli di leucite, da frammenti di feldspati, clinopirosseni e biotite. Le dimensioni dei frammenti cristallini sono generalmente inferiori al mm. Sono presenti litici di dimensioni plurimillimetriche.

FP4 - Ceneri medio-grossolane costituite in prevalenza da cristalli di sanidino, frammenti juvenili di colore grigio chiaro o marroncino, clinopirosseno, frequenti litici, magnetite, leuciti e rara biotite. Cristalli di dimensioni generalmente com-

Tab. 2. *Composizione chimica in elementi maggiori e minori (dati analitici e normalizzati al 100% in peso) delle inclusioni vetrose nei pirosseni dei tefra esaminati.*

Tefra	FP19											CP1-16,65			
SiO_2	44.78	44.71	44.75	44.65	44.70	45.62	46.87	47.70	48.07	46.13	44.72	49.68	48.48	62.48	62.38
TiO_2	1.07	0.96	1.03	1.04	0.95	0.87	0.81	0.87	0.91	0.80	0.95	0.77	0.97	0.40	0.38
$Al2O_3$	16.04	15.99	15.98	16.08	15.96	15.92	17.78	13.43	13.60	17.85	16.08	18.12	16.80	16.79	16.85
FeO	10.06	10.07	10.08	9.81	10.03	8.83	9.01	7.79	7.89	7.79	9.92	7.95	7.87	4.05	4.02
MnO	0.30	0.20	0.17	0.27	0.26	0.29	0.24	0.19	0.13	0.22	0.21	0.15	0.17	0.16	0.22
MgO	3.69	3.75	3.79	3.59	3.83	3.36	0.95	5.99	5.10	1.75	3.85	3.08	4.29	1.20	1.25
CaO	11.21	11.19	11.22	10.95	11.28	11.79	8.06	11.81	11.53	9.72	11.18	7.68	10.91	3.01	3.06
Na_2O	2.97	3.04	2.98	3.16	2.98	3.23	4.21	1.98	2.43	3.77	2.96	2.61	2.54	2.62	2.55
K_2O	9.23	9.34	9.30	9.78	9.34	9.43	11.65	9.70	9.82	11.04	9.40	9.07	7.16	9.15	9.14
P_2O_5	0.67	0.76	0.69	0.68	0.68	0.67	0.43	0.53	0.53	0.93	0.73	0.88	0.83	0.14	0.16
F	0.35	0.14	0.37	0.27	0.40	0.30	0.20	0.28	0.33	0.39	0.25	0.43	0.41	0.14	0.14
Cl	0.12	0.12	0.15	0.17	0.11	0.15	0.15	0.09	0.07	0.18	0.10	0.09	0.06	0.05	0.06
SO_3	0.89	0.89	0.91	0.95	0.92	0.92	0.73	0.72	0.66	0.99	0.85	0.90	0.79	0.06	0.13
Tot.	**96.59**	**96.29**	**96.61**	**96.47**	**96.64**	**97.11**	**97.61**	**96.63**	**95.04**	**97.16**	**96.57**	**97.51**	**96.83**	**98.18**	**98.32**

Tefra	FP5-3a										FP163		CP1-15,95	
SiO_2	53.75	56.64	52.99	53.31	55.64	53.33	56.68	56.59	55.00	53.47	56.92	57.30	50.32	50.14
TiO_2	0.61	0.26	0.70	0.64	0.32	0.48	0.33	0.26	0.47	0.63	0.37	0.37	0.73	0.69
$Al2O_3$	19.95	21.73	19.67	20.19	21.70	20.94	21.07	21.32	21.78	19.99	19.17	19.34	20.04	18.93
FeO	5.63	2.85	6.40	5.31	3.37	2.47	3.15	3.25	4.07	6.02	4.31	4.19	6.34	6.31
MnO	0.18	0.09	0.21	0.17	0.21	0.09	0.10	0.09	0.16	0.20	0.33	0.31	0.17	0.09
MgO	1.58	0.36	2.65	1.99	0.48	1.06	0.53	0.53	0.71	1.69	0.39	0.32	2.16	3.29
CaO	6.02	5.43	5.89	6.49	5.49	6.06	5.37	5.95	6.86	7.04	4.70	4.73	6.90	8.33
Na_2O	3.19	2.76	2.90	3.13	2.69	2.53	3.77	3.12	2.47	2.99	5.06	4.53	2.13	2.01
K_2O	8.66	9.69	8.20	8.38	9.57	11.18	8.63	8.54	7.88	7.51	8.75	8.87	10.25	9.47
P_2O_5	0.43	0.19	0.40	0.38	0.53	1.86	0.38	0.35	0.60	0.47	0.02	0.04	0.96	0.75
F	0.28	0.24	0.40	0.25	0.12	0.45	0.22	0.09	0.31	0.33	0.89	0.72	0.23	0.25
Cl	0.20	0.18	0.21	0.14	0.19	0.00	0.17	0.27	0.27	0.21	0.16	0.17	0.07	0.03
SO_3	1.03	0.45	0.80	0.58	0.42	0.75	0.71	0.53	0.62	1.08	0.32	0.30	0.73	0.69
Tot.	**95.92**	**94.91**	**94.53**	**96.85**	**95.91**	**93.70**	**95.78**	**92.97**	**94.05**	**95.46**	**96.95**	**96.31**	**96.36**	**96.47**

Tefra	CP1-20,7										CP1-13,8	
SiO_2	50.83	50.73	49.71	58.91	51.38	50.69	49.10	54.36	52.25	51.26	51.04	48.34	48.07
TiO_2	0.94	0.96	0.74	0.67	0.59	0.80	1.10	0.45	0.96	0.69	0.73	1.12	1.31
$Al2O_3$	17.86	17.63	18.56	18.26	18.47	18.27	18.27	19.58	18.73	18.97	17.77	17.41	17.52
FeO	8.53	8.94	6.55	3.73	6.50	6.86	8.49	4.62	7.81	6.90	6.74	9.14	8.69
MnO	0.23	0.26	0.06	0.15	0.18	0.15	0.16	0.10	0.18	0.15	0.13	0.13	0.25
MgO	2.61	2.99	3.10	0.71	1.05	1.19	4.30	2.23	1.83	2.13	3.25	3.75	3.61
CaO	8.01	6.30	10.09	3.95	11.66	11.51	7.13	5.50	3.46	8.22	9.93	8.84	8.54
Na_2O	1.88	2.12	2.49	4.05	2.25	2.37	1.91	2.80	2.59	2.46	2.15	2.16	2.22
K_2O	8.55	9.51	8.24	9.56	7.37	7.58	8.98	9.97	11.62	8.96	7.95	8.25	8.80
P_2O_5	0.56	0.56	0.46	0.00	0.57	0.57	0.54	0.40	0.55	0.28	0.32	0.86	1.00
F	0.35	0.18	0.31	0.30	0.16	0.46	0.37	0.26	0.53	0.41	0.24	0.35	0.37
Cl	0.08	0.05	0.09	0.09	0.07	0.07	0.05	0.08	0.06	0.04	0.06	0.07	0.08
SO_3	1.05	1.11	0.98	0.29	0.69	0.75	0.55	0.70	0.89	0.74	0.53	0.81	0.90
Tot.	**97.31**	**94.49**	**97.51**	**96.65**	**96.75**	**96.06**	**96.18**	**98.51**	**96.84**	**97.27**	**98.40**	**97.09**	**97.50**

prese fra 1 e 0,25 mm.

FP16-c2 - Ceneri medio-grossolane costituite in prevalenza da cristalli di clinopirosseno, sanidino e frammenti juvenili di colore dal grigio chiaro al grigio scuro e da frequenti litici, magnetite, da piccole leuciti e rara biotite. Cristalli di dimensioni generalmente inferiori al mm.

3.2. - Datazioni $^{40}Ar/^{39}Ar$

3.2.1. - *Sintesi*

La sintesi dei risultati complessivi delle analisi $^{40}Ar/^{39}Ar$ è riportata in Tab. 3, mentre qui di seguito sono illustrati in dettaglio i risultati relativi a ciascun laboratorio.

3.2.2. - *LSCE*

Entrambi i campioni analizzati, CP1-24.30 e FP5-3a, hanno restituito popolazioni di cristalli con età omogenee distribuite secondo semplici spettri di probabilità che individuano età medie di 604.9±3.4 ka (2σ) e 316.9±3.6 ka (2σ) (Fig. 3).

3.1.2. - *IGG*

Tab. 3. *Età 40Ar/39Ar ottenute dai tefra intercalati nei depositi continentali nel F. 348 Antrodoco. I dati relativi ai campioni problematici sono in corsivo.*

ID CAMPIONE	LABORATORIO	LOCALITÀ	MONITOR DI FLUSSO	ETÀ (ka±2σ)
FP4	Milano Bicocca	Terzone (Leonessa, RI)	FCs 28.172 Ma	592±44
FP16c2	Milano Bicocca	Sala (Leonessa, RI)	FCs 28.172 Ma	551±4
EC345	Milano Bicocca	Vallimpuni (Leonessa, RI)	FCs 28.172 Ma	535±1
FP21	CNR Pisa	San Vittorino (AQ)	TCR 28.34 Ma	345.9±4.6
PB1-36.9	CNR Pisa	Scentella (Pizzoli, AQ)	TCR 28.34 Ma	*609.9±19.0*
FP51b	CNR Pisa	Campo sportivo (Barete, AQ)	TCR 28.34 Ma	ca 600-800
EC218	CNR Pisa	M.na delle Grotte (Antrodoco, RI)	TCR 28.34 Ma	*597±53*
FP78b	CNR Pisa	Cimitero S. Paolo (Pizzoli, AQ)	TCR 28.34 Ma	156.2±8.0
FP258	CNR Pisa	Scentella (Pizzoli, AQ)	TCR 28.34 Ma	*683±38*
MR3-69	CNR Pisa	Piedicolle (Montereale, AQ)	TCR 28.34 Ma	523.4±5.4
FP228	CNR Pisa	Ara del Colle (Barete, AQ)	TCR 28.34 Ma	347.7±3.8
CP1	LSCE-IPSL	Cascina (Scoppito, AQ)	ACs 1.1891 Ma	604,9 ±3.4
FP5-3a	LSCE-IPSL	Colle (Pizzoli, AQ)	ACs 1.1891 Ma	316.9 ±3.6

PROGETTO

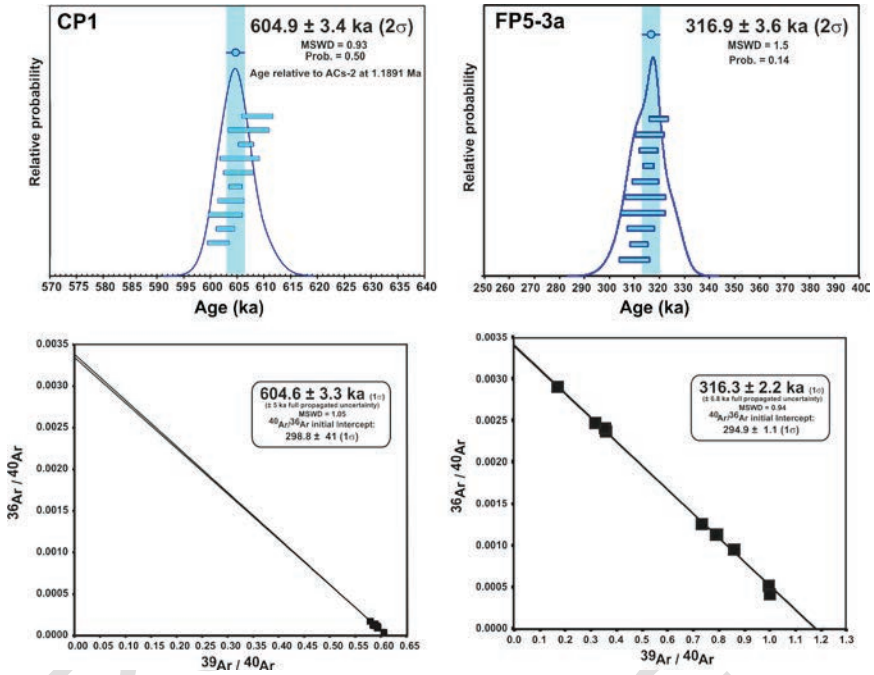


Fig. 3 - Spettri di probabilità delle età, con relative popolazioni delle età e isocrone inverse, dei singoli cristalli di sanidino dei tefra CP1-24.30 e FP5-3a.

MR3-69 - Undici analisi di questo campione sono state eseguite su cristallo singolo, due su popolazioni di 3 e 4 cristalli (Tav. 1). I dati $^{40}Ar/^{39}Ar$ definiscono una popolazione sostanzialmente omogenea per quanto riguarda l'età, una sola misura è esclusa su base statistica (Fig. 4). Dodici misure su tredici definiscono un'età (media pesata) di 523.4±3.3/5.4 ka (2σ analitico/J), MSWD=1, con rese in $^{40}Ar_{rad}$ superiori al 94%. I dati sulle piccole popolazioni di cristalli sono uguali nell'errore ai dati su cristallo singolo. L'età d'isocrona è di 521.0±2.8 (5.1) ka, MSWD=0.88, con un rapporto iniziale $^{40}Ar/^{36}Ar$ di 386.6±80, mal definito per la scarsa dispersione dei punti analisi, tutti spostati verso l'asse $^{40}Ar/^{39}Ar$. Il rapporto K/Ca di questo campione presenta variazioni notevoli, da 31 a 72, apparentemente non collegate alle età delle rispettive misure (Tav. 1). L'età proposta per questo campione è 523.4±5.4 ka.

FP-228 - Dodici analisi di questo campione sono su cristallo singolo, due su una popolazione di 3 cristalli (Tav. 1). Le rese in $^{40}Ar_{rad}$ sono molto variabili, dal 17% al 97%; le misure con le rese basse sono conseguentemente affette da elevati er-

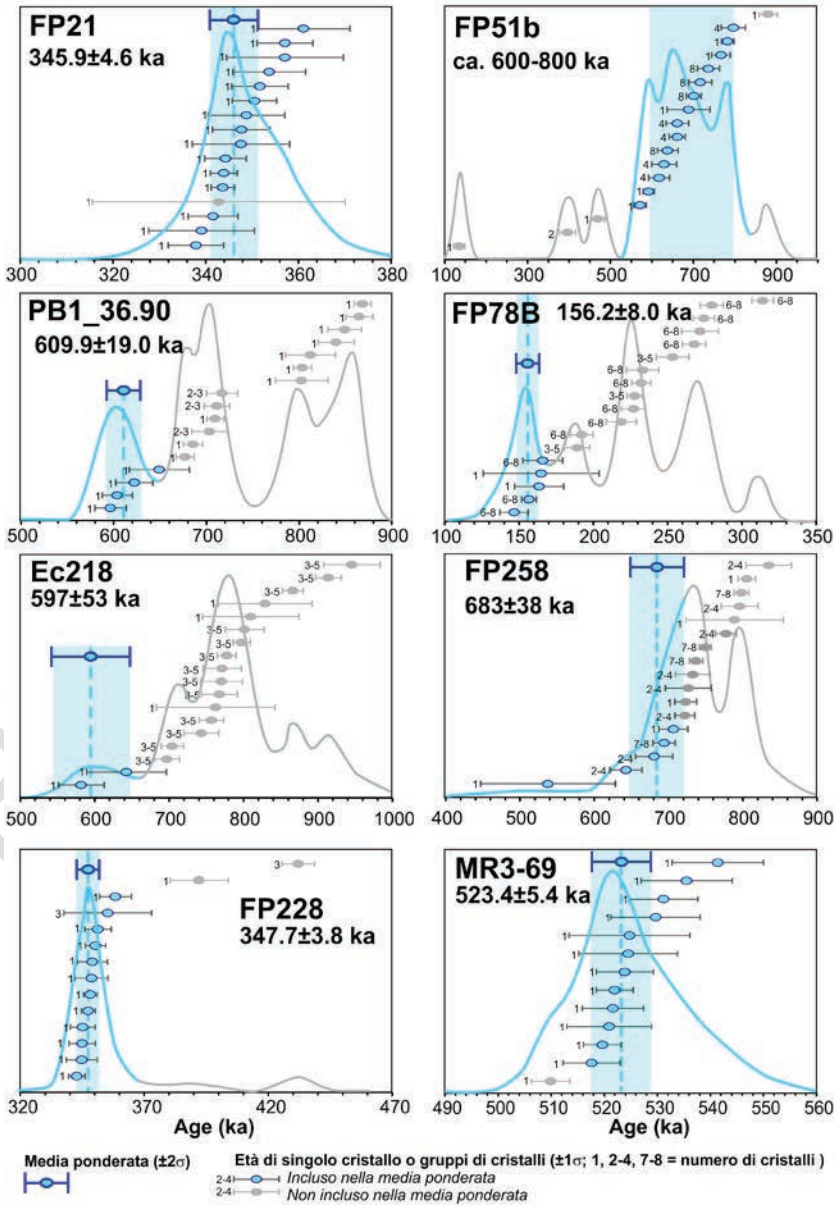


Fig. 4 - *Spettri di probabilità delle età dei singoli cristalli o gruppi di cristalli estratti dai tefra FP21, FP51b, PB1_36.90; FP78B, CL218, FP258, FP228, MR3-69.*

rori analitici. Nella Fig. 4 si può osservare il diagramma di probabilità dell'intera serie di analisi, dove sono distinguibili le due analisi con età più vecchie che sono state escluse dal calcolo dell'età, una delle due riguarda la misura su una popolazione di 3 cristalli. Dodici misure su quattordici definiscono un'età (media pesata) di 347.7±2.6 (3.8) ka, MSWD=0.62. È stato eseguito anche il calcolo dell'età dei punti con resa >70% (n=6), ottenendo un risultato, 347.1±2.9 ka, MSWD=0.54, uguale al dato di età su una selezione più estesa di analisi. L'età di isocrona è di 347.0±1.6 (3.3) ka, MSWD=0.63 con un rapporto iniziale $^{40}Ar/^{36}Ar$ di 297.4±2.5, atmosferico nell'errore. In questo campione il rapporto K/Ca varia da 23 a 46, e non si osservano rapporti con le età delle relative misure (Tav. 1). L'età proposta per questo campione è 347.7±3.8 ka.

FP21 - Questo campione ha cristalli di sanidino idiomorfi e piuttosto grandi, quindi le sedici analisi effettuate sono tutte su cristallo singolo. La popolazione è sostanzialmente omogenea per età (Fig. 4), mentre il rapporto K/Ca ha una discreta dispersione (24÷49) (Tav. 1). Una sola misura ha una resa di $^{40}Ar_{rad}$ molto bassa (19%), le rese sono >70% (15/16), >80% (12/16), del 90% (8/16) (Tav. 1): la media pesata calcolata su tutte le misure non differisce da quella calcolata operando una selezione delle misure in base alla resa. La stima migliore dell'età di questo campione è la media pesata di 15 misure su sedici (resa di $^{40}Ar_{rad}$ >70%), 345.9±2.6 (4.6) ka, *MSWD*=0.98 (Fig. 4). Gli stessi punti analisi danno un'età d'isocrona di 343.0±2.1 (4) ka, *MSWD*=0.70, con un rapporto $^{40}Ar/^{36}Ar$ iniziale leggermente radiogenico (328±16) (Tav. 1).

PB1_36.90b - Questo campione ha cristalli di sanidino di dimensioni variabili. La maggior parte delle misure è stata fatta su cristallo singolo (n=14), ma tre misure sono su gruppi di 2-3 cristalli piccoli per verificare l'esistenza di eventuali differenze di età legate alle dimensioni dei sanidini. Il diagramma di probabilità mostra un'ampia dispersione dei dati (Fig. 4), con le misure su cristallo singolo comprese tra 597 e 869 ka e quelle su popolazioni tra 703-717 ka (Fig. 4). Il ristretto intervallo di variazione delle misure su popolazioni di cristalli piccoli è probabilmente casuale, poiché si colloca in posizione intermedia relativamente all'intervallo di variazione dei dati ottenuti. Il rapporto K/Ca presenta una discreta variabilità, in parte prodotta dall'incertezza sul debole segnale strumentale dell'isotopo ^{37}Ar prodotto dal Ca: i valori più alti hanno errori associati elevati e tali da sovrapporsi ai rapporti K/Ca più bassi (Tav. 1). Le rese di $^{40}Ar_{rad}$ sono superiori al 70%, ad eccezione di una misura, e non mostrano relazioni con le età apparenti misurate (Tav. 1). Questo campione ha più popolazioni di sanidini, rendendo problematica la sua datazione. Tuttavia, le quattro misure più giovani hanno una media pesata di 609.9±19.0 ka, MSWD=0.87 (Fig. 4). Considerando la natura primaria dell'orizzonte vulcanico campionato, questo valore può essere considerato la migliore stima dell'età del campione.

FP51b - Otto misure su cristallo singolo e 10 su popolazioni di 2-8 cristalli sono

PROOF.IG.ORG

state eseguite su questo campione, ottenendo un'ampia dispersione dei punti analisi (Fig. 4). Le misure su cristallo singolo variano tra 135 e 880 ka mentre quelle su popolazione variano tra 397 e 797 ka (Fig. 4). Una sola misura ha una resa di $^{40}Ar_{rad}$ bassa (35%), le altre hanno rese >70% (17/18), >80% (16/18), > 90% (13/18); non ci sono rapporti tra rese ed età apparenti o tra queste ultime e i rapporti K/Ca (Tav. 1). Le misure su cristallo singolo coprono un intervallo temporale più ampio dei dati su popolazione, che rappresentano chiaramente un valore mediato su più componenti. Questo campione ha più popolazioni di sanidini e non identifica un'età; tuttavia i vincoli stratigrafici (vedi note illustrative §VII 2.1.) portano ad escludere i dati più giovani (contaminazione del campione?). La maggior parte dei cristalli (14/18) ha un'età compresa tra c. 600 e 800 ka; sempre in base a considerazioni stratigrafiche, la messa in posto di questo tefra viene collocata all'interno di questo intervallo cronologico, nella sua parte più giovane (Fig. 4).

CL218 - Su questo campione sono state eseguite 18 misure, 5 su cristallo singolo e 13 su popolazioni di 3-5 cristalli, caratterizzate da un'ampia dispersione dei dati (Fig. 4). Le misure su cristallo singolo, che variano tra 582 e 829 ka, hanno errori elevati dovuti alle piccole dimensioni dei cristalli e al conseguente debole segnale strumentale (Fig. 4). Le misure su popolazione variano tra 697 e 946 ka, evidenziando che è probabilmente presente una componente con età maggiore dell'età più vecchia registrata su cristallo singolo (Fig. 4). Tutte le misure hanno rese di $^{40}Ar_{rad}$ >80%, e 16 su 18 >90% (Tav.1). Anche questo campione presenta più popolazioni di sanidini (Fig. 4). La media pesata dei due cristalli più giovani, 597±53 ka (Fig. 4), è la stima migliore per l'età di questo campione, il resto della popolazione è composto da cristalli detritici e/o xenocristalli.

FP78b - Le diciotto misure eseguite su questo campione, di cui 2 su cristallo singolo e 16 su popolazioni di 3-8 cristalli, sono caratterizzate da una discreta dispersione (Fig. 4). Le due misure su cristallo singolo sono intorno a 160 ka, con errori elevati dovuti al debole segnale strumentale, mentre le misure su popolazione variano tra 147 e 314 ka (Fig. 4). La coincidenza fra i dati su cristallo singolo e i dati più giovani su popolazione fanno ritenere che i primi siano una buona stima del limite inferiore di età delle popolazioni presenti e, quindi, del campione. Tutte le misure hanno una resa di $^{40}Ar_{rad}$ >50%, e 15/18 >80% (Tav. 1). La popolazione di sanidini non è univoca, come evidenziato in Fig. 4, tuttavia le cinque misure più giovani, che comprendono anche le due misure su cristallo singolo, hanno una media pesata di 156.2±8 ka, MSWD=0.44, che rappresenta, in considerazione dell'origine primaria dell'orizzonte analizzato, una buona stima dell'età di questo campione.

FP258 (8.15-8.20) - Diciassette misure sono state eseguite su questo campione, di cui 5 su cristallo singolo e le rimanenti su popolazioni di 2-8 cristalli, (Fig. 4). Le misure su cristallo singolo variano tra 538 ka e 805 ka, mentre quelle su popolazione variano tra 643 ka e 835 ka (Fig. 4). Tre misure hanno rese di $^{40}Ar_{rad}$

PROGETTO CARG

intorno a 68-71%, tutte le altre superano l'85% (Tav. 1). Le due misure su cristallo singolo di circa 700 ka hanno rapporti K/Ca piuttosto bassi, tra 9 e 13, rispetto al resto delle analisi (Tav. 1), in un caso spiegabili con la presenza di inclusioni nel cristallo. La distribuzione probabilistica dell'età dei cristalli identifica più popolazioni, con i cinque cristalli più giovani che danno una media pesata di 683±38 ka, MSWD=2 (Fig. 4).

3.2.3. - *Datazioni DISAT Milano Bicocca*

FP4 e FP16c2 - I campioni FP4 e FP16c2 hanno fornito età simili.
Il rapporto Cl/K del campione FP16c2 è zero entro l'errore di misura, il che dimostra che si tratta di feldspato non alterato. La presenza di una fase con un alto rapporto Ca/K (probabilmente anortite) nei primi due steps significa che l'isocrona va limitata agli steps del solo sanidino (steps 3-6), e dà un'intercetta atmosferica entro l'errore ed un'età di 546 ± 18 ka (Fig. 5). Pertanto **è** legittimo usare l'età di plateau, 551±4 ka, che risulta da uno spettro di età internamente concordante. FP4 invece mostra un'isocrona molto sfavorevole (in quanto il sanidino mostra un alto contenuto di 36Ar, per cui i punti si raggruppano tutti vicino all'asse delle ordinate, e di conseguenza l'estrapolazione che permette il calcolo dell'età è affetta da un alto errore che fornisce un'età di 592 ± 44 ka (Fig. 5). I due sanidini FP4 e FP16c2 hanno la stessa composizione limitatamente ai 3 elementi di cui gli isotopi dell'Ar danno le concentrazioni: K, Ca e Cl. Entrambi contengono molto poco Cl (2 ± 2ppm), ma questo per un sanidino inalterato è doveroso. Le concentrazioni assolute coincidono per FP16c2 ed FP4 (K = 8.4± 0.3 %, ossia K2O = 10 %; Ca = 0.25 %). Naturalmente questo dato andrebbe verificato con analisi alla microsonda, dato che il calcolo delle concentrazioni assolute dipende dalla pesata, che per pesi di pochi mg può arrivare a qualche punto percentuale. Quello che non dipende dagli errori di pesata invece è il rapporto Ca/K, che in ambedue i campioni vale 0.030 ± 0.001. Ciò non prova, ma suggerisce che i due sanidini siano geneticamente affini. In ogni caso, nonostante la bassa precisione del campione FP4, le due età si sovrappongono a livello di 2 sigma, per cui le successioni che contenevano gli orizzonti datati potrebbero essere correlabili cronologicamente.
EC345 - Il campione EC345 ha fornito un'età meno o per niente affetta da discordanza interna (Fig. 5). Esso presumibilmente contiene una piccola quantità di plagioclasio xenocristico, dato che età eccessivamente alte correlano con un rapporto Ca/K eccessivamente alto. L'isocrona degli steps 1-4 (ossia degli steps meno contaminati da plagioclasio) fornisce un'età di 531±2 ka, con intercetta di composizione isotopica leggermente maggiore di quella atmosferica. Lo spettro di età, dominato dal primo step (532±1 ka), permette di calcolare anche una media pesata dei primi quattro steps (535±1 ka). Quindi la stima dell'età è comunque compresa tra 531±2 ka (isocrona) e 535±1 ka (media pesata).

PROGETTO CARG

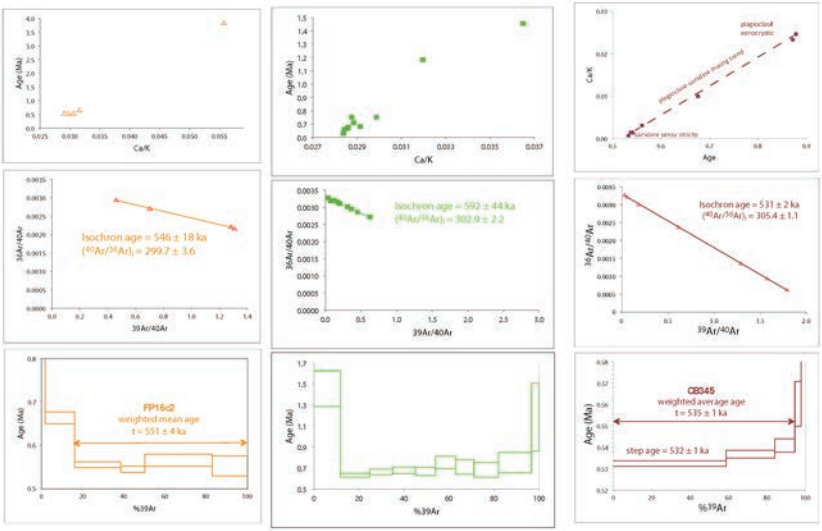


Fig. 5 - *Risultati 40Ar/39Ar per i tefra FP4, FP16c2, e EC345. I pannelli in alto sono i diagrammi di correlazione a denominatore comune età contro Ca/K, che selezionano il sanidino da contaminanti eterochimici. I pannelli di mezzo sono le isocrone calcolate solo sugli steps del sanidino sensu stricto. Le incertezze su età e composizione isotopica dell'Ar iniziale sono indicate a livello di 2σ. In basso sono riportati gli spettri di età; le incertezze sui singoli steps sono disegnate a livello di 1σ, mentre il testo nella figura dà le età medie con incertezza 2σ.*

3.3. - $^{87}Sr/^{86}Sr$

I risultati delle misure del rapporto $^{87}Sr/^{86}Sr$ eseguite su singoli cristalli, mediante LA-ICP-MS, e su cristalli aggregati, mediante TIMS, dei pirosseni estratti dai 9 campioni sono riportatati in Tab. 4. I valori campiti in giallo in Tab. 4 indicano misure ottenute con un segnale relativamente basso, e quindi da considerarsi poco significativi. Le deviazioni standard di queste misure risultano infatti significativamente più ampie di quelle ottenute con segnali più sostenuti (campitura verde in Tab. 4), indicando quindi una notevole dispersione dei dati, verosimilmente imputabile ad un problema analitico dovuto alla bassa concentrazione iniziale di Sr in questi campioni, piuttosto che ad una reale variabilità del rapporto $^{87}Sr/^{86}Sr$. La conferma della scarsa rappresentatività di queste misure è fornita dal campione FP228 per il quale si dispone anche dell'analisi eseguita su un campione bulk di pirosseni. Quest'ultima ha infatti fornito un valore di $^{87}Sr/^{86}Sr$ pari a ~0,710369 contro un valore medio di ~0,707516 ottenuto con la *laser ablation* (Tab. 4). Il

Tab. 4. *Risultati delle analisi 87Sr/86Sr eseguite su singoli cristalli (laser ablation) e su campioni bulk (Analisi bulk) dei pirosseni estratti dai campioni di tefra. Le campiture in verde e in giallo indicano rispettivamente misure ottenute con un segnale buono o debole.*

LA-ICP-MS $^{87}Sr/^{86}Sr$ (laser spot 150 μm)							
FP19C		**FP19**		**FP252**		**FP51b**	
0,710570		0,710682		0,711137		0,712467	
0,710585		0,710625		0,709894		0,711885	
0,710492		0,710642		0,709622		0,711369	
0,710564		0,710582		0,710111		0,711738	
0,710795		0,710411		0,710388		0,711231	
0,711008		0,710561		n.a.		0,711495	
0,710615		0,710573		n.a.		0,711445	
0,710730		0,710654		n.a.		0,711556	
0,710440		0,710677		n.a.		0,711556	
0,710985		0,710690		n.a.		0,711395	
Media	**s.d.**	**Media**	**s.d.**	**Media**	**s.d.**	**Media**	**s.d.**
0,710678	0,000197	**0,710610**	0,000084	**0,710230**	0,000580	**0,711614**	0,000353

LA-ICP-MS $^{87}Sr/^{86}Sr$ (laser spot 150 μm)				LA-ICP-MS $^{87}Sr/^{86}Sr$ (laser spot 100 μm)			
MR3-69		**FP258**		**MR3-69**		**FP258**	
0,711143		0,710709		n.a.		n.a.	
0,711336				n.a.		0,710683	
n.a.		0,711970		0,710609		n.a.	
n.a.		0,711297		0,710637		n.a.	
0,710969		n.a.		n.a.		0,710961	
0,711238		0,711397		n.a.		n.a.	
n.a.		0,711480		0,710629		n.a.	
0,711888		0,711412		n.a.		n.a.	
0,710942		n.a.		n.a.		n.a.	
0,711186		n.a.		n.a.		0,711229	
Media	**s.d.**	**Media**	**s.d.**	**Media**	**s.d.**	**Media**	**s.d.**
0,711243	0,000317	**0,711378**	0,000404	**0,710625**	0,000014	**0,710958**	0,000273
Laser ablation $^{87}Sr/^{86}Sr$ (laser spot 150 μm)							
FP228		**FP53a**		**FP21**		**FP136**	
0,709198		0,706610		0,707564		0,711693	
0,705977		0,708181		0,706276		0,713343	
0,706525		0,709940		0,707336		0,711642	
0,707677		0,707825		0,707455		n.a.	
0,705900		0,709346		0,709101		n.a.	
0,707162		0,707198		0,708746		0,713129	
0,707016		n.a.		0,707527		0,712104	
0,708488		0,707971		0,708607		0,712148	
0,707597		0,706518		0,710681		0,712255	
0,709620		0,710208		0,708103		n.a.	
Media	**s.d.**	**Media**	**s.d.**	**Media**	**s.d.**	**Media**	**s.d.**
0,707516	0,001272	**0,708200**	0,001366	**0,708140**	0,001214	**0,712422**	0,000601

Analisi TIMS					
Campione	**Materiale**	$^{87}Sr/^{86}Sr$	**s.d.**	$^{143}Nd/^{144}Nd$	**s.d.**
FP19C	cpx	0.710663	0,000009		
FP228	cpx	0,710369	0,000005		
MR3-69	cpx	0,710332	0,000006	0,512111	0,000006
	feld	0,709322	0,000006		
FP21	cpx scuro	0,709750	0,000006	0,512109	0,000006
	cpx chiaro	0,708930	0,000006		
	feld	0,710644	0,000006		
	vetro	0,713634	0,000006		
FP5-3a	cpx scuro	0,710332	0,000006		
	cpx chiaro	0,709322	0,000006	0,512140	0,000006
FP 78	cpx	0,709491	0,000006		

campione FP136 mostra, tuttavia, una deviazione standard molto più bassa degli altri campioni misurati con un basso segnale e quindi questo dato isotopico si può ritenere abbastanza significativo.
I valori ottenuti con segnale più alto (campiture in verde in Tab. 4) si possono ritenere complessivamente affidabili. Nel caso particolare del campione FP19c, la media delle misure di $^{87}Sr/^{86}Sr$ ottenute con la *laser ablation* risulta infatti statisticamente indistinguibile dal valore ottenuto sul campione *bulk* mediante TIMS (Tab. 4). Tuttavia, ai fini di questo studio, verranno considerati solo i valori ottenuti con un diametro del fascio del laser di 150 mm, essendo i corrispondenti ottenuti con lo spot 100 mm complessivamente più bassi dei primi (Tab. 4).

4. - DISCUSSIONE

Tutti i tefra analizzati hanno una affinità potassica o ultrapotassica con composizioni tipiche del vulcanismo della Provincia Romana (Vulsini, Vico, Monti Sabatini, Colli Albani), degli Ernici - Roccamonfina e del Monte Vulture (Peccerillo, 2005; 2017; Fig. 2). In particolare, in base alla composizione delle inclusioni vetrose nei clinopirosseni, è possibile suddividere i tefra analizzati in due principali gruppi (G1 e G2) geneticamente relativamente omogenei: il primo coincide difatti con il campo TAS delle K-foiditi mentre il secondo include tutti i campi compresi tra le fono-tefriti e le fonoliti-trachiti (Fig. 2).
G1 Foidite - Sebbene comprenda solo due degli otto tefra per i quali è stato possibile ottenere dati delle composizioni delle inclusioni vetrose in clinopirosseni (FP19 e MR3-69; Tab. 2), tra i due gruppi, il G1 delle foiditi è sicuramente il più rilevante per gli scopi tefrocronologici del presente studio. Nell'ambito del vulcanismo Quaternario italiano, le rocce piroclastiche a composizione foiditica sono infatti piuttosto rare, essendo documentate in pochi distretti vulcanici (es., Peccerillo, 2005; 2017). Tra questi, il distretto vulcanico dei Colli Albani è senz'altro la principale sorgente vulcanica di foiditi, con prodotti esplosivi a composizione K-foiditica compresi tra c. 600 ka e 36 ka (e.g., Marra *et alii*, 2009) rintracciati in aree medio-distali e ultradistali (es., Giaccio *et alii*, 2013, 2014; Petrosino *et alii*, 2014; Leicher *et alii*, 2019; Monaco et alii, 2021). Di conseguenza, i Colli Albani sono da considerare come la fonte più probabile dei livelli FP19 e MR3-69.
Nel contesto del vulcanismo del Pleistocene Medio italiano, il distretto vulcanico dei Colli Albani è tra i più studiati e ben caratterizzati in termini di geocronologia, composizione dei prodotti eruttati e composizioni degli isotopi dello Sr e Nd, rendendo i suoi tefra tra i più diagnostici nel Mediterraneo centrale (Giaccio *et alii*, 2013).
FP19/FP19c - Pozzolane Rosse 457±4 ka - Nell'ambito della successione di

PROGETTO CARG

prodotti della storia eruttiva esplosiva dei Colli Albani, sinteticamente illustrata in Figura 7, il tefra FP19 mostra molti dei caratteri tessiturali distintivi del tefra delle Pozzolane Rosse (PR), come ad esempio la presenza di grandi cristalli di pirosseno associato a leucite e mica scura (Giaccio *et alii*, 2013). Le PR costituiscono i prodotti della più grande eruzione dei Colli Albani (Freda *et alii*, 2011) datata a 457±4 ka, nonché un importante e tra i più diffusi *marker* tefrostratigrafici del Pleistocene Medio dell'Appennino Centrale e del Mediterraneo centrale (Giaccio *et alii*, 2013; Leicher *et alii*, 2021), rinvenuto anche in aree molto prossime a quella di studio (Giaccio *et alii*, 2012).

Sebbene per il tefra delle PR siano disponibili abbondanti dati chimici, questi si riferiscono a composizioni del vetro interstiziale (Giaccio *et alii*, 2013) che non possono essere direttamente comparate a quelle delle inclusioni vetrose nei clinopirosseni, essendo queste ultime rispettivamente arricchite di elementi incompatibili (es. alcali) e impoverite di elementi compatibili (es. Mg, Ca, Fe) al reticolo cristallino del clinopirosseno.

Al fine di ottenere comparazioni significative, le composizioni delle inclusioni vetrose nei pirosseni del tefra FP19 sono state confrontate con quelle della stessa natura del tefra delle PR (Villa *et alii*, 2016), provenienti da successioni fluvio-lacustri affioranti a Paganica e Sulmona, quest'ultimo datato a 457±2 ka (Giaccio *et alii*, 2013), cioè la stessa età delle PR prossimali (457±4 ka; Marra *et alii*, 2009; Marra et alii, 2011). Tale confronto (Fig. 6) mostra una buona corrispondenza che conferma l'attribuzione del tefra FP19 alle PR.

L'attribuzione del tefra FP19 e del suo omologo FP19c alle Pozzolane Rosse è ulteriormente corroborata dalla composizione del $^{87}Sr/^{86}Sr$. Infatti i rapporti isotopici dello Sr dei clinopirosseni dei prodotti dei Colli Albani mostrano una singolare variabilità temporale, con valori che decrescono regolarmente nel tempo da c. 0,712, per i prodotti più antichi di circa 600 ka, a c. 0,709, per le unità più recenti di 70-36 ka (Gaeta *et alii*, 2006; Giaccio *et alii*, 2013). Il valore dello $^{87}Sr/^{86}Sr$ ottenuto per questo campione FP19 (c. 0,71061), e del suo omologo FP19c (c. 0,71068, con *laser ablation* su singolo cristallo e 0,71067, con analisi mediante TIMS; Tab. 4), cade precisamente nel *range* di variazione della composizione isotopica dello Sr delle Pozzolane Rosse (0,7106-0,7107) e quindi fornisce un ulteriore dato a supporto della correlazione proposta (Fig. 7).

MR3-69 - Tufo Acque Albule/Tufo del Palatino 527±2 ka/530±2 ka - Per il secondo livello foiditico del gruppo G1, MR3-69, la datazione a 523.4±5.4ka (Fig. 4) è compatibile con quelle di due grandi eruzioni dei Colli Albani, del Tufo di Bagni Albule, 527±2 ka, e del Tufo del Palatino, 530±2 ka. Sfortunatamente, per i depositi di entrambe le eruzioni, non sono note le composizioni delle inclusioni vetrose in clinopirosseno, rendendo quindi impossibile fare un confronto diretto con il livello MR3-69.

Tuttavia, la composizione isotopica dello Sr dei pirosseni in MR3-69 (0,71096;

PROGETTO CARG

0,71093; Tab. 4) ottenuta mediante TIMS, è perfettamente in linea con i corrispondenti valori noti per due delle eruzioni dei Colli Albani (Fig. 7). Sia pure al limite della deviazione standard, anche il valore ottenuto mediante tecnica LA-ICP-MS risulta compatibile (Fig. 7). In conclusione quindi, il tefra MR3-69, può ragionevolmente essere attribuito al Tufo delle Acque Albule o al Tufo del Palatino.

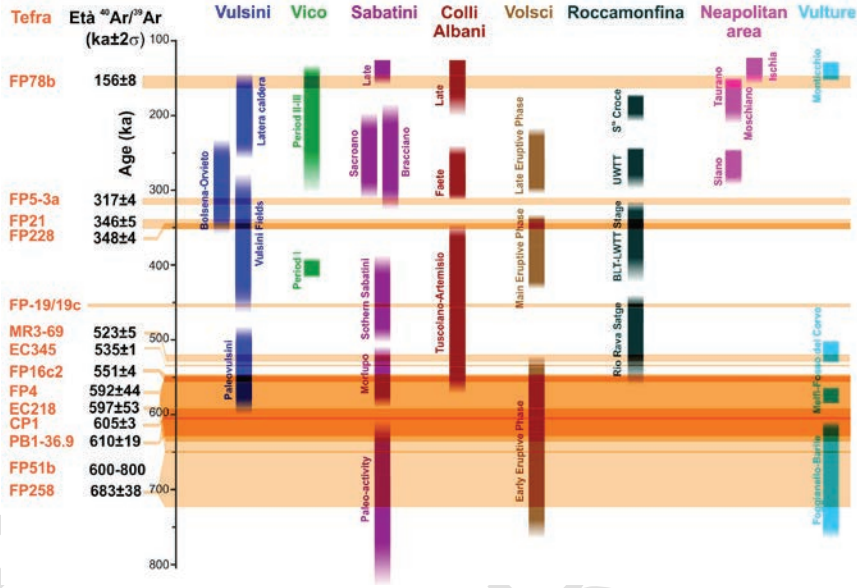


Fig. 6 - *Diagrammi di Harker per le inclusioni vetrose nei pirosseni del tefra FP19 e delle Pozzolane Rosse (PR; VILLA et alii, 2016) mostranti una sostanziale corrispondenza tra i due tefra.*

G2 - Fonotefriti-Tefrifonoliti-Fonoliti-Trachiti - Questo ampio gruppo composizionale è molto frequente nel vulcanismo peri-tirrenico italiano, essendo una caratteristica comune dei distretti vulcanici del Pleistocene medio dei Vulsini, Vico, Sabatini, Roccamonfina e dei vulcani napoletani del Pleistocene medio-superiore (Peccerillo, 2017). Fatta eccezione per il Somma-Vesuvio, la cui attività è compresa tra c. 35 ka e l'attuale (Santacroce *et alii*, 2008), tutti questi distretti sono stati caratterizzati da una frequente e continua attività esplosiva nel periodo tra 800 ka e 100 ka, corrispondente al range cronologico dei tefra investigati (Tab. 3; Fig. 8).

La mancanza di un set di dati completo ed affidabile delle composizioni di vetri ed inclusioni vetrose di pirosseni dei prodotti dell'attività esplosiva di questi vulcani, rende pressoché impossibile tentare di correlare i tefra di questo gruppo compo-

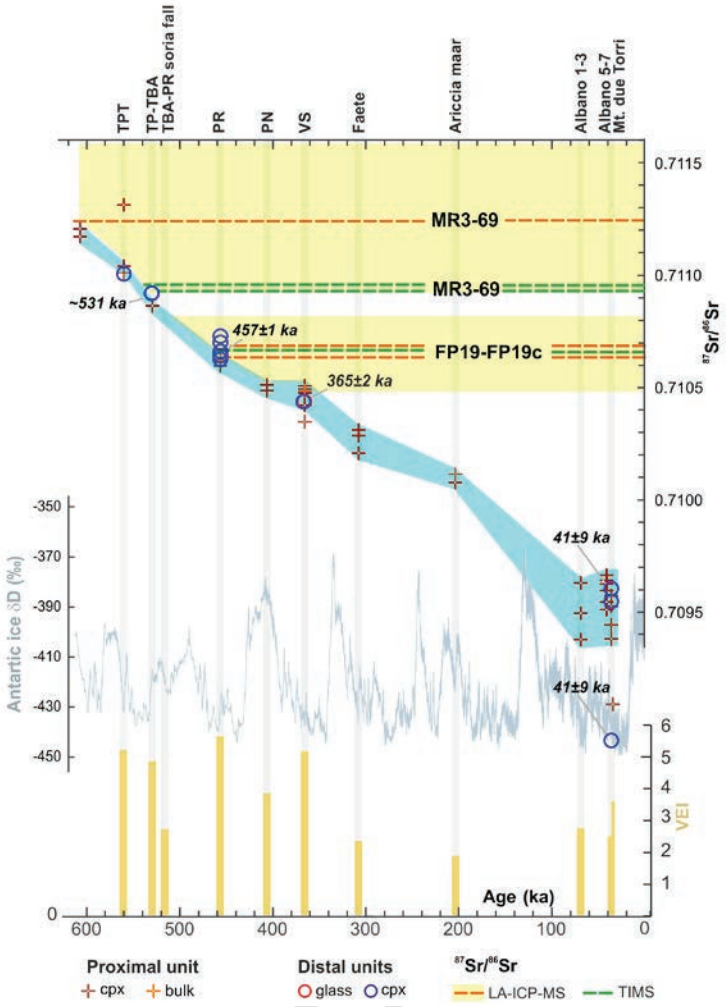


Fig. 7 - *Valori medi (linee orizzontali tratteggiate in arancio) e deviazioni standard (bande orizzontali in giallo) dei rapporti isotopici dello 87Sr/86Sr determinato sui pirosseni dei campioni FP19, FP19c e MR3-69 proiettati nel diagramma 87Sr/86Sr vs. tempo del vulcanismo dei Colli Albani (modificato da GIACCIO et alii, 2013a). I valori relativi ai campioni FP19 e FP19c cadono nel range di composizione isotopica dell'unità delle Pozzolane Rosse alla quale il campione FP19 era già stato correlato in base alla composizione in elementi maggiori delle inclusioni vetrose nei pirosseni. La composizione isotopica del MR3-69 eseguita mediante Thermal Ionization Mass Spectrometry (TIMS) corrisponde invece a quelle dei prodotti dei Colli Albani di c. 530 ka, mentre quella ottenuta mediante LA-ICP_MS mostra uno spettro più ampio che comprende i prodotti più antichi datati tra c. 530 ka e c. 600 ka.*

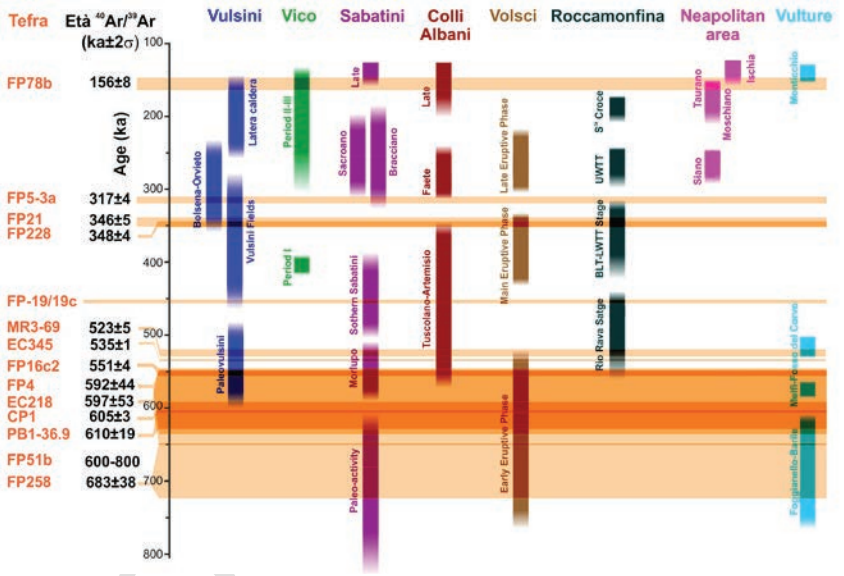


Fig. 8 - *Distribuzione temporale dell'attività del Pleistocene medio dei sistemi vulcanici potassici peri-tirrenici rispetto ai vincoli cronologici disponibili per i tefra investigati. In grassetto: correlazioni robuste; testo normale: possibile correlazione. Fonte dati: distretto vulcanico Vulsini: Barberi et alii (1994), Palladino et alii (2010), Marra et alii (2020a); Vico: Laurenzi & Villa (1987), Perini et alii (2004), Pereira et alii (2020); Distretto vulcanico dei Monti Sabatini: Barberi et alii (1994), Sottili et alii (2010), Marra et alii (2014, 2020b); Colli Albani: Marra et alii (2009); Campo vulcanico dei Volsci: Boari et alii (2009), Centamore et alii (2010), Marra et alii (2021); Roccamonfina: Ballini et alii (1989, 1991), Giannetti (1996a, 1996b), Giannetti & De Casa(2000), Rouchon et alii (2008), Scaillet et alii (2008); Area napoletana: De Vivo et alii (2001), Rolandi et alii (2003), Belkin et alii (2016), Sbrana et alii (2018), Monaco et alii, (2022); Vulture: Villa & Buettner (2009).*

sizionale a singole unità eruttive prossimali su base geochimica. Alcune possibili ipotesi si possono comunque avanzare sulla base delle datazioni $^{40}Ar/^{39}Ar$ (Tab. 3) e della composizione isotopica (Fig. 9).

FP258 683±38 ka - L'età di questo tefra, sia pure con un errore associato molto ampio, e la sua composizione isotopica dello Sr (0,7113± 0,0004; Fig. 9) risultano compatibili con quella dei Volsci o dei Paleosabatini (Fig. 8), ai quali FP258 può essere ipoteticamente associato. In questo periodo si pone anche l'inizio della fase eruttiva documentata del M. Vulture (Villa & Buettner, 2009) per la quale non sono disponibili dati $^{87}Sr/^{86}Sr$.

FP51b 600-800 ka - L'età puramente indicativa ottenuta per questo tefra (Fig. 4) non permette un suo preciso inquadramento cronologico nell'ambito dell'attività del Pleistocene medio dei vulcani italiani (Fig. 8). In base ai rapporti stratigrafici con altre unità datate, esso comunque risulta essere molto più antico di c. 460 ka,

età di una successione fluviale incassata all'interno di quella contenente FP51b (vedi note illustrative). Inoltre, la composizione isotopica dello Sr (0,71161± 0,0004; Fig. 9) e l'intervallo cronologico di FP51b sono compatibili con quelle dei prodotti più antichi dei Volsci e/o dei Paleosabatini (Boari *et alii*, 2009; Sottili et alii, 2019, Marra *et alii*, 2021) (Fig. 8), all'attività esplosiva dei quali questo tefra potrebbe verosimilmente essere associato.

PB1-36.9 609.9±19.0 ka, CP1-24.30 604.9 ±3.4ka - Questi due tefra hanno un'età tra di loro sovrapponibile e compatibile con quella dell'unità di Santa Cecilia dei Sabatini (614±3 ka; Marra *et alii*, 2014) e del Tufo Rosso di Colle Raso

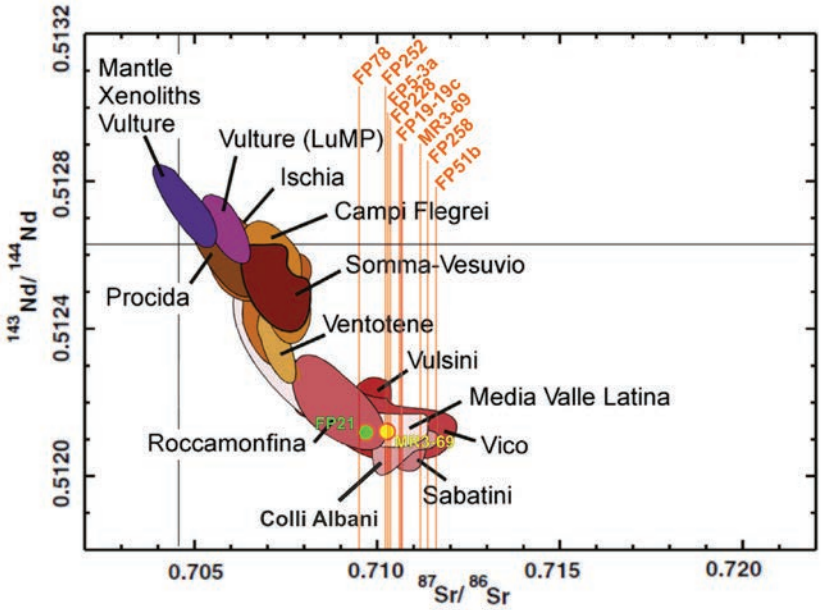


Fig. 9 - *Rapporti isotopici $^{87}Sr/^{86}Sr$ e $^{143}Nd/^{144}Nd$ ottenuti per i tefra indagati nel diagramma $^{87}Sr/^{86}Sr$ vs. $^{143}Nd/^{144}Nd$ con i campi dei prodotti dei vulcani laziali e napoletani (Conticelli et alii, 2010).*

(608±2 ka; Marra *et alii*, 2011; Gaeta *et a*lii, 2016), alle quali i tre livelli possono dubitativamente essere correlati (Fig. 10).

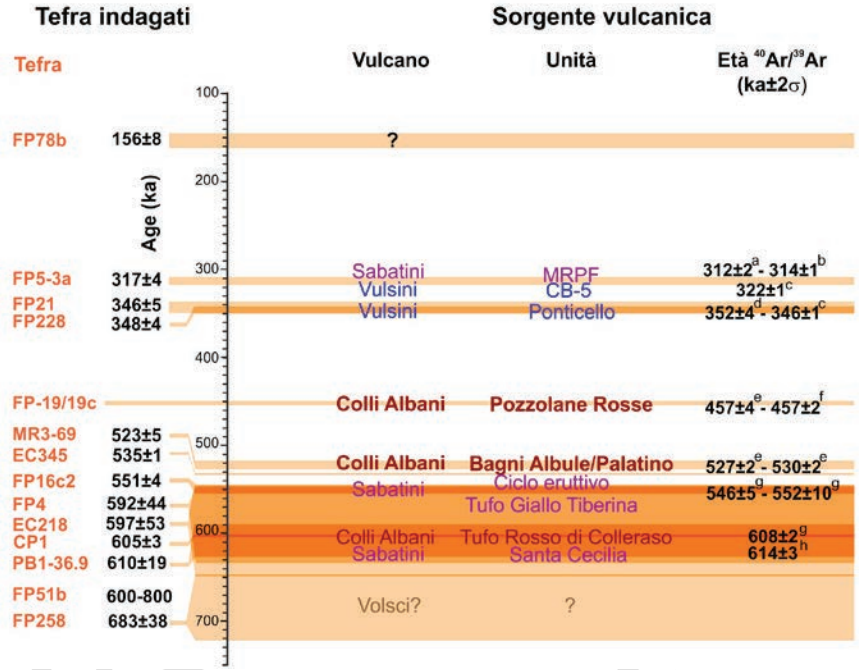


Fig. 10 - *Sintesi dei dati cronologici e delle possibili attribuzioni dei tefra indagati alle sorgenti vulcaniche laziali e singole unità eruttive o tefra noti. Testo in grassetto: correlazioni ben supportate dai dati; testo normale: correlazioni possibili. Fonte dei dati geocronologici: a - Sottili et alii (2019); b - Leicher et alii (2022); c - Marra et alii (2020); d - Nappi et alii (1995); e - Marra et alii,(2011); f - Giaccio et alii (2013b): g - Marra et alii (2014); h - Gaeta et alii (2016); i - Giaccio et alii (2015).*

EC218 597±53 ka, FP4 592±44 ka - Questi due tefra hanno fornito età molto simili tra loro, ma con errori associati troppo grandi per tentare una possibile associazione alle sorgenti vulcani né tantomeno ad unità eruttive note (Fig. 10). Essi sono quindi genericamente associati alla fase antica, ca, 550-650 ka, del vulcanismo laziale (Figg. 9 e 10).

FP16c2 551± 4 ka - Questo tefra ha un'età compatibile con quella del Ciclo eruttivo del Tufo Giallo della Via Tiberina, che comprende una serie di unità (First Ash Deposits 3A/B e Lower e Upper Tufo Giallo della Via Tiberina) datate tra 552±10 ka e 546±5 ka (Cioni *et alii*, 1993; Marra *et alii*, 2014; Fig. 10).

FP21 345.9±4.6 ka, FP228 347.7±3.8 ka - Questi due tefra hanno età molto simili tra loro e rapporti isotopici dello Sr abbastanza simili e tipici dei vulcani laziali (Fig. 9). L'età dei due tefra è compatibile con quella di un'eruzione pliniana di Ponticello dei Vulsini, datata a 351.7±4.0 ka (Nappi *et alii*, 1995) e più recente-

mente a 345.8 ± 1.4 ka (Marra *et alii*, 2020). L'equivalente di Ponticello è stato probabilmente individuato anche nel Bacino del Fucino, dove presenta un'età modellata di 350.9±3.6 ka (Leicher *et alii*, 2022).

FP5-3a 316.9±3.6 ka - Questo tefra ha un'età e una composizione isotopica dello Sr compatibile sia con la fase iniziale di Bracciano dei Sabatini che con quella di Bolsena-Orvieto dei Vulsini (Figg. 9 e 10). In particolare, ai Sabatini si registra l'eruzione pliniana di Magliano Romano (Magliano Romano Plinian Fall, MRPF) di 312±2 ka (Sottili *et alii*, 2019), anche identificata al Fucino dove è stata precisamente datata 313.5±1.4 ka (Leicher *et alii*, 2022). Al Fucino, sono inoltre stati identificati altri due tefra dello stesso ciclo eruttivo sabatino, con età modellata di 318.8±3.2 ka (TF-64b) e 320.8±3.3 ka (TF-65) (Leicher *et alii,* 2022), quindi indistinguibile da quella di FP5-3a (Fig. 10). Ai Vulsini, invece, un deposito pliniano (CB5) all'interno della successione di Orvieto-Bagnoregio è stato recentemente datato a 321.9±1.0 ka (Marra *et alii*, 2020), che risulta parzialmente sovrapposta all'età di FP5-3a. Questo tefra potrebbe quindi verosimilmente corrispondere al ciclo eruttivo sabatino del MRPF o all'eruzione CB5 dei Vulsini (Fig. 10).

FP78 156.2±8.0 ka - Questo tefra ha un'età compatibile con la fase finale di Latera dei Vulsini, la fase finale del Periodo II di Vico, le fasi recenti dei Sabatini e Colli Albani e quella di Taurano dei vulcani napoletani (Fig. 10). Tuttavia, il rapporto isotopico dello Sr di FP78 (0,70949; Tab. 4, Fig. 11) non risulta compatibile con nessuna di queste sorgenti, essendo più basso dei valori tipici dei depositi coevi dei vulcani laziali (Latera, Vico, Sabatini e Colli Albani) e più alto di quello dei napoletani.

FP163, FP252, CP1-13.8, CP1-15.95, CP1-16.65, CP1-20.70 - Per questi cinque ultimi tefra, disponiamo solamente della composizione delle inclusioni vetrose nei pirosseni e/o la composizione isotopica dello Sr (Tab. 1) che da sole non permettono alcuna correlazione a specifiche sorgenti vulcaniche e meno che mai a singole unità eruttive. La composizione tefrifonolitica e fonolitica è infatti quella tipica di tutto il vulcanismo medio-pleistocenico laziale ai quali questi tefra possono essere senz'altro associati.

5. - SINTESI DEI RISULTATI E NOTE CONCLUSIVE

In questa nota sono stati presentati i risultati dell'analisi tefrocronologica combinata, geochimica, isotopica e geocronometrica di 21 livelli di tefra rinvenuti nei depositi quaternari continentali del Foglio 348 Antrodoco. Le condizioni generali di preservazione dei clasti juvenili estratti da questi livelli vulcanici sono risultate sistematicamente inadeguate per le analisi della composizione chimica degli elementi maggiori e della composizione isotopica di Sr e Nd della frazione vetrosa,

PROGETTO CARG

comunemente utilizzata negli studi tefrostratigrafici. Tutte le analisi geochimiche sono state quindi condotte sulla frazione cristallina e specificatamente: i) sulle inclusioni vetrose nei clinopirosseni, per determinare la composizione degli elementi maggiori (N=8); ii) su varie fasi minerali per misurare i rapporti isotopici dello Sr (N=8) e Nd (N=3). Infine, per molti dei livelli analizzati (13/21) sono state eseguite datazioni $^{40}Ar/^{39}Ar$ che in molti casi hanno fornito buoni vincoli cronologici.

Nel complesso, i dati acquisiti hanno fornito utili informazioni che hanno permesso di avanzare alcune ipotesi di correlazioni con le sorgenti vulcaniche, tutte riferibili ai distretti Laziali, e/o a singole unità eruttive e quindi di vincolare l'età delle successioni sedimentarie quaternarie affioranti in questo settore della catena appenninica (Fig. 10). In particolare, i 14 tefra, per i quali sono stati acquisiti dati cronologici diretti (datazioni $^{40}Ar/^{39}Ar$, N=13) e/o indiretti (correlazioni su base geochimica, N=2), identificano una serie di possibili eventi eruttivi con età che coprono l'intervallo 700-60 ka (Fig. 10).

Due di questi (FP258 e FP51b) risultano datati alla parte bassa del Pleistocene medio, un intervallo di attività esplosiva che fino a poco tempo fa era poco noto per i vulcani laziali. Queste evidenze cronologiche suggerirebbero i Volsci-Valle Latina come sorgente più probabile, non escludendo del tutto una derivazione distale dal M. Vulture. Tuttavia, quest'ultimo, oltre ad essere ad una distanza quasi tripla che non i Volsci, richiederebbe forti venti da SE per raggiungere Antrodoco.

Altri due tefra (CP1-24.3, PB1-36.9 e FP4) risultano geocronologicamente quasi indistinguibili (~614-605 ka) e riferibili all'attività più antica documentata per i Sabatini e i Colli Albani (Fig. 10). EC218 e FP4, entrambi di c. 650-550 ka, quindi con un errore molto grande associato alle relative età, sono invece genericamente riferiti alla fase antica dell'attività esplosiva dei vulcani laziali (Fig. 10). FP16c2, datato abbastanza precisamente a ~551 ka, è stato attribuito al Ciclo Eruttivo del Tufo Giallo della Via Tiberina (Fig. 10). Seguono poi altri tre tefra (EC345, MR3-69 e FP19/19c) che, per le loro peculiari caratteristiche geochimiche e isotopiche e per i vincoli cronologici diretti, sono stati attribuiti alla fase antica del Tuscolano-Artemisio dei Colli Albani, ed in particolare al Tufo del Palatino/Tufo di Bagni Albule (EC345 e MR3-69) e alle Pozzolane Rosse (FP19/19c) (Fig. 10). FP21 e FP228, con età molto simile tra loro di c. 348-346 ka, sono stati ipoteticamente correlati con l'eruzione pliniana di Ponticello dei Vulsini, mentre il tefra leggermente più giovane, FP5-3a di c. 317 ka, potrebbe corrispondere alla *Magliano Romano Plinian Fall* dei Sabatini o all'unità CB-5 dei Vulsini (Fig. 10). Infine, per il livello FP78b di c. 156 ka, non è stato possibile avanzare alcuna ipotesi di correlazione per l'incompatibilità della composizione isotopica dello Sr con prodotti coevi laziali o napoletani (Fig. 10).

Nel complesso, nonostante i limiti dovuti al cattivo stato di conservazione dei tefra, lo studio ha confermato la notevole potenzialità delle indagini tefrocro-

nologiche in questa regione, che tuttavia richiederebbero ulteriori sforzi volti al miglioramento della caratterizzazione stratigrafica, geochimica e geocronologica delle successioni piroclastiche prossimali dei vulcani laziali.

BIBLIOGRAFIA

Barberini V. & Villa I. M. (2015) - *Ion Counter Nonlinearities.* 25th Goldschmidt Conference, Abstract 4058.

Belkin H.E., Rolandi G., Jackson J.C., Cannatelli C., Doherty A.L., Petrosino P. & De Vivo B. (2016) - *Mineralogy and geochemistry of the older (>40 ka) ignimbrites in the Campanian Plain, southern Italy*. J. Volcanol. Geotherm. Res. 323, 1-18.

Boari E., Tommasini S., Laurenzi M.A. & Conticelli S. (2009) - *Transition from ultrapotassic Kamafugitic to Sub-alkaline Magmas: Sr, Nd, and Pb isotope, trace element and ^{40}Ar-^{39}Ar age data from the middle Latin Valley Volcanic Field, Roman Magmatic Province, Central Italy.* Journal of Petrology, **7**, 1327-1357.

Cioni R., Laurenzi M.A., Sbrana A. & Villa I.M. (1993) - *$^{40}Ar/^{39}Ar$ chronostratigraphy of the initial activity in the Sabatini Volcanic Complex.* Bollettino Società Geologica Italiana, **112**, 251-263.

Di Roberto A., Smedile A., Del Carlo P., De Martini P.M., Iorio M., Petrelli, M., Pantosti P., Pinzi S. & Todrani A. (2018) - *Tephra and cryptotephra in a ~60,000-year old lacustrine sequence from the Fucino Basin: new insights into the major explosive events in Italy.* Bull. Volcanol. 80, 20.

Freda C., Gaeta M., Giaccio B., Marra F., Palladino D.M., Scarlato P. & Sottili G. (2011) - *CO2-driven large mafic explosive eruptions: The Pozzolane Rosse case study from the Colli Albani Volcanic District (Italy).* Bulletin of Volcanology, vol. **73**, no. 3, 241-256.

Gaeta M., Freda C., Christensen J.N., Dallai L., Marra F., Karner D.B. & Scarlato,P. (2006) - *Time-dependent geochemistry of clinopyroxene from the Alban Hills (Central Italy): clues to the source and evolution of ultrapotassic magmas.* Lithos **86**, 330-346.

Gaeta M., Freda C., Marra F., Arienzo I., Gozzi F., Jicha B. & Di Rocco T. (2016) - *Paleozoic metasomatism at the origin of Mediterranean ultrapotassic magmas: constraints from time-dependent geochemistry of Colli Albani volcanic products (Central Italy).* Lithos, **244**, 151-164.

Giaccio B., Arienzo I., Sottili G., Castorina F., Gaeta M., Nomade S., Galli P. & Messina P. (2013) - *Isotopic (Sr-Nd) and major element fingerprinting of distal tephras: An application to the Middle-Late Pleistocene markers from the Colli Albani volcano, central Italy.* Quaternary Science Reviewes, **67**, 190-206.

Giaccio B., Galli P., Peronace E., Arienzo I., Nomade S., Cavinato G.P., Mancini M., Messina P. & Sottili G. (2014) - *A 560-440 ka tephra record from the Mercure Basin, Southern Italy: volcanological and tephrostratigraphic implications*. Journal of

PROGETTO GAPS

Quaternary Science, **29**, 232-248.

Giaccio B., Leicher N., Mannella G., Monaco L., Regattieri E., Wagner B., Zanchetta G., Gaeta M., Marra F., Nomade S., Palladino D.M., Pereira A., Scheidt S., Sottili G., Wonik T., Wulf S., Zeeden C., Ariztegui D., Cavinato G.P., Dean J.R., Florindo F., Leng M.J., Macrì P., Niespolo E., Renne P.R., Rolf C., Sadori L., Thomas C. & Tzedakis P.C. (2019) - *Extending the tephra and palaeoenvironmental record of the Central Mediterranean back to 430 ka: A new core from Fucino Basin, central Italy.* Quaternary Science Reviewes, **225**, 106003.

Giaccio B., Niespolo E.M., Pereira A., Nomade S., Renne P.R., Albert P.G., Arienzo I., Regattieri E., Wagner B., Zanchetta G., Gaeta M., Galli P., Mannella G., Peronace E., Sottili G., Florindo F., Leicher N., Marra F. & Tomlinson E.L. (2017) - *First integrated tephrochronological record for the last ca. 190 kyr from the Fucino Quaternary lacustrine succession, central Italy.* Quaternary Science Reviewes, **158**, 211-234.

Giaccio B., Galli P., Messina P., Peronace E., Scardia G., Sottili G., Sposato A., Chiarini E., Jicha B. & Silvestri S. (2012) - *Fault and basin depocentre migration over the last 2 Ma in the L'Aquila 2009 earthquake region, central Italian Apennines.* Quaternary Science Reviews, vol. **56**, 69-88.

Giaccio B., Regattieri E., Zanchetta G., Nomade S., Renne P.R., Sprain C.J., Drysdale R.N., Tzedakis P.C., Messina P., Scardia G., Sposato A. & Bassinot F. (2015). *Duration and dynamics of the best orbital analogue to the present interglacial.* Geology, **43**, 603-606.

Goldstein S.L., Denis P., Oelkers E.H., Rudnick R.L. & Walter L.M. (2003) - *Standards for publication of isotope ratio and chemical data in chemical geology.* Chem. Geol. 202, 1-4.Koppers A.P. (2002) - *ArArCALC - software for 40Ar/39Ar age calculations.* Computer and Geosciences, **28**, 605-619.

Leicher N., Giaccio B., Zanchetta G., Sulpizio R., Albert P.G., Tomlinson E. L., Lagos M., Francke A. & Wagner B. (2021) - *Lake Ohrid's tephrochronological dataset reveals 1.36 Ma of Mediterranean explosive volcanic activity.* Scientific Data **8**, 231 https://doi.org/10.1038/s41597-021-01013-

Leicher N., Giaccio B., Pereira A., Nomade S., Monaco L., Mannella G., Galli P., Peronance E., Palladino D.M., Sottili G., Zanchetta G. & Wagner B. (2022) - *Central Mediterranean tephrochronology between 313 and 366 ka: New insights from the Fucino palaeolake sediment succession.* Boreas, https://doi.org/10.1111/bor.12610.

Leicher N., Giaccio B., Zanchetta G., Wagner B., Francke A., Palladino D.M., Sulpizio R., Albert P.G. & Tomlinson E.L. (2019) - *Central Mediterranean explosive volcanism and tephrochronology during the last 630 ka based on the sediment record from Lake Ohrid.* Quaternary Science Reviewes, **226**, 106021.

Lowe D.J. (2011) - *Tephrochronology and its application: a review.* Quat. Geochronol. **6**, 107-153. https://doi.org/10.1016/j.quageo.2010.08.003.

Ludwig K.R. (2003) - *Isoplot 3.00: A geochronological toolkit for Microsoft Excel.* Berkeley Geochronology Center, Berkeley, 70 pp.

Ludwig K.R. (2012) - *Isoplot 3.75. A geochronological toolkit for Microsoft Excel.* Berkeley Geochronology Center Special Publication No. 5.

Mark D.F., Barford D., Stuart F.M. & Imlach J. (2009) - *The ARGUS multicollector*

PROOFS ONLY

noble gas mass spectrometer: Performance for $^{40}Ar/^{39}Ar$ geochronology. Geochemistry Geophysics Geosystems, 10(2), doi:10.1029/2009GC002643.

Marra F., Cardello G.L., Gaeta M., Jicha B.R., Montone P., Niespolo E.M., Nomade S., Palladino D.M., Pereira A., De Luca G., Florindo F., Frepoli A., Renne P.R. & Sottili G. (2021) - *The Volsci Volcanic Field (central Italy): eruptive history, magma system and implications on continental subduction processes.* International Journal of Earth Sciences, **110**, 689-718.

Marra F., Deocampo D., Jackson M. D. & Ventura G. (2011) - *The Alban Hills and Monti Sabatini volcanic products used in ancient Roman masonry (Italy): An integrated stratigraphic, archaeological, environmental and geochemical approach.* Earth-Science Reviews, **108**(3-4), 115-136.

Marra F., Jicha B., Palladino D.M., Gaeta M., Costantini L. & Di Buduo G.M. (2020a) - *^{40}Ar-^{39}Ar single crystal dates from pyroclastic deposits provide a detailed record of the 590-240 ka eruptive period at the Vulsini Volcanic District (central Italy).* Journal of Volcanology and Geothermal Research, **398**, 106904.

Marra F., Karner D.B., Freda C., Gaeta M. & Renne P.R. (2009) - *Large mafic eruptions at the Alban Hills Volcanic District (Central Italy): chronostratigraphy, petrography and eruptive behavior.* Journal of Volcanology and Geothermal Research, **179**, 217-232.

Marra F., Sottili G., Gaeta M., Giaccio B., Jicha B., Masotta M., Palladino D.M. & Deocampo D.M. (2014) - *Major explosive activity in the Sabatini Volcanic District (central Italy) over the 800-390 ka interval: geochronological - geochemical overview and tephrostratigraphic implications.* Quaternary Science Reviewes, **94**, 74-101.

Min K., Mundil R., Renne P.R. & Ludwig K.R. (2000) - *A test for systematic errors in Ar-Ar geochronology through comparison with U-Pb analysis of a 1.1-Ga rhyolite.* Geochimica et Cosmochimica Acta, **64**, 73-98.

Monaco L., Leicher N., Palladino D.M., Arienzo I., Marra F., Petrelli M., Nomade S., Pereira A., Sottili G., Conticelli S., D'Antonio M., Fabbrizio A., Jicha B.R., Mannella G., Petrosino P., Regattieri E., Tzedakis P.C., Wagner B., Zanchetta G. & Giaccio B. (2022) - *The Fucino 250-170 ka tephra record: New insights on peri-Tyrrhenian explosive volcanism, central mediterranean tephrochronology, and timing of the MIS 8-6 climate variability.* Quaternary Science Reviewes, **296**, 107797.

Monaco L., Palladino D.M., Gaeta M., Marra F., Sottili G., Leicher N., Mannella G., Nomade S., Pereira A., Regattieri E., Wagner B., Zanchetta G., Albert P.G., Arienzo I., D'Antonio M., Petrosino P., Manning C.J. & Giaccio B. (2021) - *Mediterranean tephrostratigraphy and peri-Tyrrhenian explosive activity revaluated in light of the 430-365 ka record from Fucino Basin (central Italy).* Earth-Science Reviews, **220**, 103706.

Nappi G., Renzulli A., Santi P. & Gillot Y. (1995) - *Geological evolution and geochronology of the Vulsini volcanic district (central Italy).* Bollettino della Società Geologica Italiana, **114**, 599-613.

Naumenko-Dèzes M.O., Nägler T.F., Villa I.M. & Mezger K. (2018) - *^{40}K-^{40}Ca-^{87}Rb-^{87}Sr age comparison: constraints on the ^{40}K decay constant.* Geochimica et Cosmochimica Acta, **220**, 235-247.

Niespolo E.M., Rutte D., Deino A.L. & Renne P.R. (2017) - *Intercalibration and age of*

PROGETTO CARG

theAlder Creek Sanidine $^{40}Ar/^{39}Ar$ standard. Quat. Geochronol. 39, 205-213.

Nomade S., Renne P.R., Vogel N., Deino A.L., Sharp W.D., Becker T.A., Jaouni A.R. & Mundil R. (2005) - *Alder Creek sanidine (ACs-2): a Quaternary $^{40}Ar/^{39}Ar$ dating standard tied to the Cobb Mountain geomagnetic event.* Chem. Geol. **218**, 315-338.

Nomade S., Gauthier A., Guillou H. & Pastre J.F. (2010) - *$^{40}Ar/^{39}Ar$ temporal framework for the Alleret maar lacustrine sequence (French Massif-Central): volcanological and paleoclimatic implications.* Quat. Geochronol. **5**, 20-27.

Peccerillo A. (2005) - *Plio-Quaternary Volcanism in Italy.* Springer-Verlag, Berlin Heidelberg, 365 p.

Peccerillo A. (2017) - *Cenozoic Volcanism in the Tyrrhenian Sea Region*. In: IAVCEI, Advances in Volcanology, 2 ed. Springer, p. 400.

Pereira A., Monaco L., Marra F., Nomade S., Gaeta M., Leicher N., Palladino D.M., Sottili G., Guillou H., Scao V. & Giaccio B. (2020) - *Tephrochronology of the central Mediterranean MIS 11c interglacial (~425-395 ka): New constraints from the Vico volcano and Tiber delta, central Italy.* Quaternary Sciences Reviews, **243**, 106470.

Petrosino P., Jicha B.R., Mazzeo F.C. & Russo Ermolli E. (2014) - *A high-resolution tephrochronological record of MIS 14-12 in the Southern Apennines (Acerno Basin, Italy).* Journal of Volcanology and Geothermal Research, **274**, 34-50.

Regattieri E., Giaccio B., Mannella G., Zanchetta G., Nomade S., Tognarelli A., Perchiazzi N., Vogel H., Boschi C., Drysdale R.N., Wagner B., Gemelli M. & Tzedakis P. (2019) - *Frequency and dynamics of millennial-scale variability during Marine Isotope Stage 19: Insights from the Sulmona Basin (central Italy).* Quaternary Science Reviews, vol. **214**, 28-43.

Renne P.R., Swisher C.C., Deino A.L., Karner D.B., Owens T.L. & De Paolo D.J. (1998) - *Inter-calibration of standards, absolute ages and uncertainties in $^{40}Ar/^{39}Ar$ dating.* Chemical Geology, **145**, 117-152.

Rivera T. A., Storey M., Zeeden C., Hilgen F. J. & Kuiper K. (2011) - *A refined astronomically calibrated $^{40}Ar/^{39}Ar$ age for Fish Canyon sanidine.* Earth and Planetary Science Letters, **311**, 420-426.

Santacroce R., Cioni R., Marianelli P., Sbrana A., Sulpizio R., Zanchetta G., Donahue D.J. & Joron J. L. (2008) - *Age and whole rock-glass compositions of proximal pyroclastics from the major explosive eruptions of Somma-Vesuvius: A review as a tool for distal tephrostratigraphy.* Journal of Volcanology and Geothermal Research, **177**, 1-18. doi: 10.1016/j.jvolgeores.2008.06.009

Smith J.V. (1974) - *Feldspar minerals*. Springer, Berlin, 2 voll.

Smith V.C., Isaia R. & Pearce N.J.G. (2011) - *Tephrostratigraphy and glass compositions of post-15 kyr Campi Flegrei eruptions: implications for eruption history and chronostratigraphic markers.* Quaternary Science Reviews, **30**, 3638-3660.

Sottili G., Arienzo I., Castorina F., Gaeta M., Giaccio B., Marra F. & Palladino D.M. (2019) - *Time-dependent Sr and Nd isotope variations during the evolution of the ultrapotassic Sabatini Volcanic District (Roman province, Central Italy).* Bulletin of Volcanology, **81**, 67.

Steiger R.H. & Jäger E. (1977) - *Subcommission on geochronology: convention on the use of decay constants in geo- and cosmochronology.* Earth and Planetary Science Letters, **36**, 359-362.

PROOF TO CARE

Tomlinson E.L., Arienzo I., Wulf S., Smith V.C., Carandente A., Civetta L., Hardiman M., Orsi G., Rosi M., Thirlwall M., Muller W. & Menzies M.A. (2012) - *Campi Flegrei Italy: geochemistry of the proximal sources for major Mediterranean tephras (C-1, C-2, Y-3 & Y-5).* Geochimica et Cosmochimicha Acta, 9**3**,102-128. doi:org/10.1016/j.gca.2012.05.043

Villa I. M., & Buettner A. (2009) - *Chronostratigraphy of Monte Vulture volcano (southern Italy): secondary mineral microtextures and 39 Ar-40 Ar systematics.* Bulletin of Volcanology, **71**: 1195-1208.

Villa I.M.., Hermann J, Münterer O. & Trommsdorff V. (2000) - *^{39}Ar-^{40}Ar dating of multiply zoned amphibole generations (Malenco, Italian Alps).* Contrib. Mineral. Petrol. **140**: 363-381

Villa, V., Pereira, A., Chaussé, C., Nomade, S., Giaccio, B., Limondin-Lozouet, N., Fusco, F., Regattieri, E., Degeai, J.-., Robert, V., Kuzucuoglu, C., Boschian, G., Agostini, S., Aureli, D., Pagli, M., Bahain, J.J. & Nicoud, E. (2016) - *A MIS 15-MIS 12 record of environmental changes and Lower Palaeolithic occupation from Valle Giumentina, central Italy.* Quaternary Science Reviews, vol. **151**, 160-184.

Wendt I. & Carl C. (1991) - *The statistical distribution of the mean squared weighted deviation.* Chemical Geology, **86**, 275-285.

Wulf S., Kraml M., Brauer A., Keller J. & Negendank J.F.W. (2004) - *Tephrochronology of the 100 ka lacustrine sediment record of Lago Grande di Monticchio (Southern Italy).* Quat. Int. **122**, 7-30. https://doi.org/10.1016/j.quaint.2004.01.028.

Wulf S., Keller J., PaterneM., MingramJ., LauterbachS., OpitzS., SottiliG., Giaccio B., Albert P.G., Satow C., Tomlinson E.L., Viccaro M. & Brauer A. (2012) - *The 100-133 ka record of Italian explosive volcanism and revised tephrochronology of Lago Grande di Monticchio.* Quat. Sci. Rev. **58**, 104-123. https://doi.org/ 10.1016/j.quascirev.2012.10.020.

PROGETTO CARG

PROGETTO CARG

PROGETTO CARG

PROGETTO CARG

PROGETTO CARG

APPENDICE 3

ANALISI POLLINICHE

M. Giardini, C. Pepe & L. Sadori

Nel corso dello studio di alcuni dei bacini intermontani del Foglio, per i quali vi era una particolare carenza di dati, si è deciso di effettuare indagini palinologiche nei depositi fini palustri e lacustri per il potenziale di informazioni utili per il conseguimento di vincoli cronologici e per la ricostruzione della loro evoluzione dal punto di vista paleoambientale e paleoclimatico.
Le analisi polliniche sono state condotte su sedimenti provenienti dalla Conca intermontana di Pizzoli-Barete (*sintema di Cona della Croce*), dalla Conca intermontana di Cascina (*sintema di Cascina*) e da quella di Montereale (*supersintema di Aielli-Pescina*).

1.- CONCA INTERMONTANA DI PIZZOLI-BARETE

I sedimenti sottoposti ad analisi pollinica riferibili al *sintema di Cona della Croce* sono stati campionati dalla carota del sondaggio PB1 realizzato in località Scentella. La successione, carotata tra 50 e 200 m di profondità, è costituita da alternanze di conglomerati fluviali e di depositi argilloso-siltosi lacustri/palustri. L'analisi pollinica è stata condotta sui depositi più fini della successione, compresi fra i 107,57 e i 187,85 m di profondità. Sono stati trattati e analizzati 31 campioni, ma 11 di essi sono risultati sterili o con rarissimi granuli, in particolare tra 120,80 e 159,08 m. Hanno restituito rari granuli anche 2 campioni a quota 174 m, mentre non hanno restituito palinomorfi i 2 campioni più bassi, oltre i 180 m di

profondità. I 20 campioni rimanenti (intervalli da 107,57 a 110,90 - 4 campioni; da 159,45 a 170,95 - 11 campioni; da 178,52 a 179,94 - 5 campioni) hanno mostrato concentrazioni apprezzabili ma generalmente non elevate, comprese tra i 400 e i 13.000 granuli per grammo di sedimento secco. Unica eccezione è costituita dal campione a profondità di 179,94 m che ha rivelato una discreta concentrazione, di oltre 84.000 granuli per grammo.

Modesto lo stato di conservazione dei palinomorfi. Il numero di entità osservate per campione è sempre molto basso, con valore minimo nel campione a quota 179,80 m, dove sono stati rinvenuti appena 15 diversi palinomorfi. 39 il numero totale di entità osservate nell'intera sequenza, 25 delle quali attribuibili a piante legnose (arboree e arbustive, 10 di Gimnosperme e 15 di Angiosperme), 12 a piante erbacee e le due rimanenti a Felci.

Il diagramma percentuale dei palinomorfi rinvenuti nei 20 campioni più ricchi in polline (Fig. 1) mostra come tra le Gimnosperme la pianta più rappresentata sia *Pinus*, presente in quasi tutti i campioni e con i valori percentuali più elevati, seguita da *Taxodium* (genere oggi estinto in Italia) e quindi da *Picea*. Le altre Gimnosperme (*Abies*, *Ephedra* tipo *distachya*, *Ephedra* tipo *fragilis*, *Juniperus*, *Cedrus* e *Tsuga*) sono osservabili in maniera più sporadica; tra queste la presenza di *Tsuga* (conifera estinta nel nostro paese) è di particolare interesse biostratigrafico. I 15 palinomorfi riferibili ad Angiosperme arboree si osservano in un minor numero di campioni (spesso in un solo campione) e sempre con valori

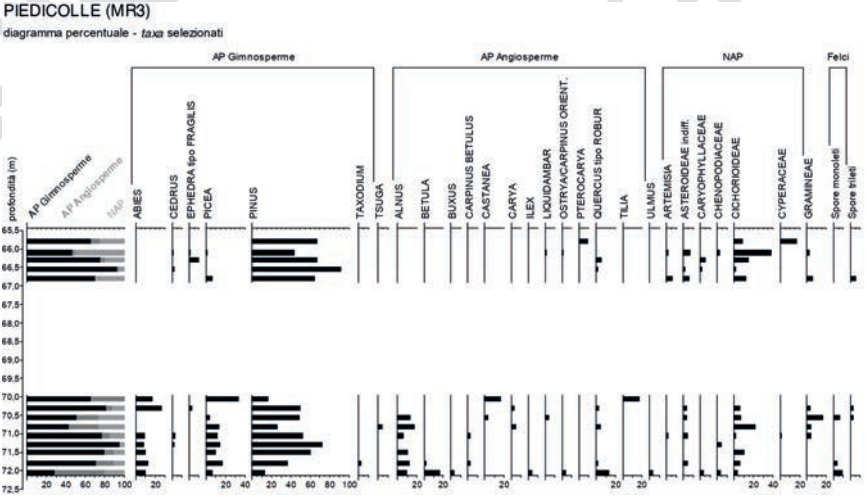


Fig. 1 - *Diagramma pollinico percentuale dei palinomorfi rinvenuti nei campioni del sondaggio PB1 (Scentella) nella conca intermontana di Pizzoli-Barete.*

PROGETTO

percentuali molto bassi. Tra questi in particolare *Quercus* tipo *robur*, *Castanea*, *Betula*, *Juglans*, *Carya*, *Pterocarya* e *Liquidambar*, gli ultimi tre dei quali estinti nel nostro paese. Tra le piante erbacee dominano *Artemisia*, Chenopodiaceae e Cichorioideae, seguite in particolare da altre Asteroideae e Poaceae. Osservabili in sporadici campioni e con bassissimi valori percentuali le spore monoleti e trileti di Felci. Nei campioni più in alto della sequenza pollinica, tra 107,57 e 110,90 m, le entità estinte, di maggiore interesse biostratigrafico, sono tutte assenti.

2. - CONCA INTERMONTANA DI CASCINA

Anche parte dei sedimenti palustri e lacustri attraversati dal sondaggio, profondo 36 metri (CP1), realizzato nella Conca di Cascina, in località Casale Antonacci, sono stati sottoposti ad analisi polliniche. I campioni sono stati prelevati nei tratti con sedimenti meno grossolani e meno ossidati delle carote. Sono stati analizzati in tutto 28 campioni, 13 dei quali si sono rivelati completamente privi di palinomorfi. I restanti 15 hanno rivelato presenza di polline, tranne rare eccezioni, in concentrazioni basse o molto basse, in 7 campioni su 15 inferiori a 1000 granuli per grammo di sedimento secco (concentrazione minima 294 granuli/g). Negli altri le concentrazioni polliniche si aggirano intorno ai 3000 granuli/grammo; fanno eccezione 2 campioni le cui concentrazioni sono nettamente più elevate, sopra i 9000 granuli/g a 18,6 m e quasi 30.000 granuli/g a 14,6 m. Anche il numero di entità osservate è molto basso, in 9 campioni su 15 al di sotto di 10. Il numero massimo di entità rinvenute in un campione è di 16, sempre a 14,6 m, mentre il numero complessivo delle entità rinvenute nella sequenza è di 29,17 dei quali attribuibili ad elementi arborei e arbustivi, 10 erbacei, i restanti due a Felci. Lo stato di conservazione dei palinomorfi è, in linea di massima, mediocre. Relativamente al polline di piante arboree si osserva alla base del diagramma una leggera prevalenza di polline di Gimnosperme, mentre intorno ai 27 m si verifica una situazione in cui sembra prevalere il polline di Angiosperme. Nella parte superiore del diagramma, le Gimnosperme tornano nettamente a dominare. La prevalenza del polline di piante erbacee è dovuta fondamentalmente al contributo del polline di Cichorioideae, mentre il polline di *Pinus* è quello che fornisce il maggior contributo tra le Gimnosperme. Oltre a *Pinus*, tra le Gimnosperme si osservano presenze discrete di *Picea*. Da segnalare la presenza di *Tsuga* in alcuni livelli (12,2 m, 17 m e 18,6 m). Tra le piante erbacee, oltre alle Cichorioidee, compaiono in molti campioni anche *Artemisia*, Asteroideae, Caryophyllaceae, Chenopodiaceae, Poaceae. Tra le Angiosperme arboree il polline delle querce caducifoglie (*Quercus* t. *robur*) è quello che si osserva con maggiore continuità. Si osserva in diversi campioni anche polline di *Tsuga*, *Carya*, *Pterocarya* e *Liquidambar*, tutti generi attualmente estinti in Europa. Tutte le altre piante

PROGETTO CARG

arboree si osservano in maniera sporadica. In diversi campioni si sono osservate spore monoleti e/o trileti di Felci.

3. - CONCA INTERMONTANA DI MONTEREALE

Dei 3 sondaggi (MR1, MR2 e MR3), realizzati nella conca di Montereale, sono stati analizzati per scopi palinologici alcuni campioni dei sondaggi MR1 (Casci), che ha raggiunto i 100 m di profondità, e MR3 Piedicolle, che ha raggiunto i 74 m di profondità. I campioni analizzati di Casci si sono rivelati sterili o estremamente poveri in quanto a contenuto pollinico. Vi sono stati rinvenuti rarissimi granuli pollinici, generalmente in cattivo stato di conservazione, appartenenti a pochissime entità. Tra le piante arboree sono stati osservati granuli pollinici di alcune Gimnosperme (*Pinus*, *Abies* e *Taxodium*) e di un paio di Angiosperme (*Corylus* e *Quercus*), mentre tra le piante erbacee granuli di Poaceae, Chenopodiaceae, Cichorioideae e Caryophyllaceae. La sequenza di Piedicolle (MR3) è sembrata fin da subito quella più promettente per la presenza nella sequenza di una minor quantità di sedimenti grossolani, meno adatti alla conservazione del polline. 26 i campioni esaminati, 5 dei quali non hanno mostrato tracce di palinomorfi, mentre i restanti 21 hanno mostrato concentrazioni variabili, sempre molto basse, che hanno superato in due soli campioni i 3000 granuli per grammo di sedimento secco. Anche il numero di palinomorfi rinvenuti si è rivelato molto basso, solo in 5 campioni è stato osservato un numero di entità superiore a 10. Il numero massimo di entità rinvenute è stato di 17 nel campione a 72,05 m (quello più profondo tra quelli analizzati), mentre il numero complessivo di palinomorfi identificati è stato di 36, 23 dei quali attribuibili a piante legnose, arboree e arbustive (9 di Gimnosperme e 14 di Angiosperme), 11 a piante erbacee, i restanti 2 a Felci. Molto variabile invece, ma mai buono, lo stato di conservazione dei palinomorfi, che si è rivelato discreto in alcuni campioni, meno in altri. Il rinvenimento di un discreto numero di entità in alcuni dei campioni trattati nella parte inferiore della sequenza, ha indotto a infittire il campionamento nell'intervallo compreso tra 63,55 e 72,05 m, che è quello che ha fornito i risultati migliori. La sequenza pollinica (Fig. 2) risulta infatti come divisa in due parti: una parte superiore (3,85-65,50 m) i cui campioni mostrano un bassissimo numero di entità, concentrazioni generalmente molto basse e una netta dominanza di Cichorioideae, e una parte inferiore (65,80-72,05 m) con polline meglio conservato, un discreto numero di entità e valori di concentrazione mediamente superiori. Nella parte bassa della sequenza dominano in quasi tutti i campioni le piante arboree, soprattutto Gimnosperme. *Pinus* è sempre presente con valori percentuali che superano il 50% in diversi campioni, accompagnato soprattutto da *Abies* e *Picea*, tutti generi presenti ancora oggi nella nostra flora, ma si osservano anche generi attualmente

PROGETTO CARG

estinti in Italia e pertanto di interesse dal punto di vista biostratigrafico, come *Taxodium* e *Tsuga* in particolare. Tra le angiosperme arboree il genere più rappresentato è *Alnus*, che supera in qualche campione il 10%, accompagnato da diverse altre entità presenti, tranne rare eccezioni, con valori percentuali piuttosto bassi. Tra questi alberi si trovano elementi tipici dei boschi caducifogli mesofili, come *Quercus* tipo *robur*, *Castanea*, *Betula*, *Tilia*, *Ulmus*, e diverse entità estinte quali *Carya*, *Pterocarya* e *Liquidambar*. Tra le piante erbacee le più rappresentate sono quelle appartenenti alla famiglia Asteraceae, in particolare Asteroideae e, soprattutto, Cichorioideae, e le Poaceae, accompagnate da poche altre entità presenti con bassi valori percentuali. Nella parte alta, oltre a quello di *Abies* tra le Gimnosperme, non si osserva più (tranne qualche rara eccezione) polline di Angiosperme arboree. Dominano nettamente il polline di *Pinus* e quello di Cichorioideae, che costituisce la quasi totalità del polline rinvenuto in questi campioni.

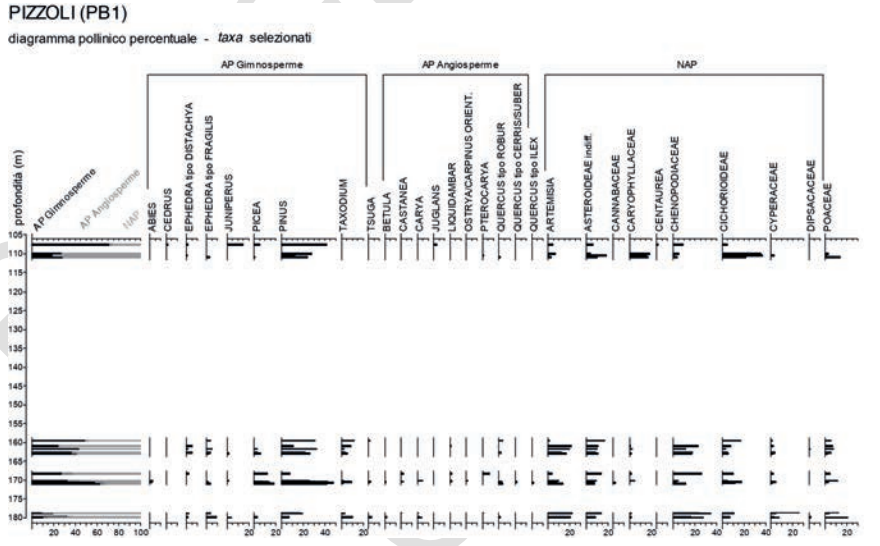


Fig. 2 - *Diagramma pollinico percentuale dei palinomorfi rinvenuti nei campioni del sondaggio MR3 (Piedicolle) nella conca intermontana di Montereale.*

4. - INTERPRETAZIONE DEI DATI

Relativamente alla carota PB1 prelevata nel bacino di Pizzoli-Barete si dispone di una datazione ESR effettuata su un orizzonte di sabbie fluviali quarzose, a 111 m di profondità, che ha fornito un'età di 1120 ± 196 ka. La

successione carotata tra 197,35 e 110,85 m è stata attribuita al *sintema di Cona della Croce* (CND) e riferita al Calabriano (Pleistocene inferiore *p.p.*) anche sulla base della polarità inversa (§VII 2.1., Appendice 1). La prevalenza nella parte bassa del diagramma pollinico (da 159 a 180 m) di piante erbacee (*Artemisia* e altre Asteraceae, Chenopodiaceae e Poaceae) e di elementi arborei mesotermici (soprattutto Conifere dei generi *Pinus*, *Picea* e *Taxodium*) porta a pensare a condizioni climatiche temperate e temperato fresche, riconducibili a foreste montane più o meno umide, e vegetazione aperta con piante di tipo steppico. Sono diverse, tra le entità rinvenute, quelle attualmente estinte in Europa, in particolare *Taxodium* e *Tsuga* tra le Gimnosperme e *Carya, Liquidambar* e *Pterocarya* tra le Angiosperme arboree. Si tratta delle entità di maggiore interesse biostratigrafico, che scompaiono in Italia centrale nel corso del Pleistocene medio.

La presenza del genere *Taxodium* sembrava essere limitata al Pleistocene inferiore, ma fossili del suo legno sono stati rinvenuti da Follieri e Magrì (1961) a Roma, in rocce vulcaniche del Pleistocene medio datate a circa 500 ka, insieme a quello di diversi altri relitti terziari, come *Cephalotaxus, Amentotaxus, Torreya*, generi estinti in Europa e viventi attualmente solo in alcune regioni asiatiche (*Amentotaxus, Cephalotaxus*) e del nord America (*Torreya* e *Taxodium*) (Follieri, 2010). In seguito è stato rinvenuto fino a circa 500 ka anche il polline di *Taxodium*, in sequenze polliniche dell'Italia centrale e meridionale (Russo Ermolli, 1994; Russo Ermolli *et alii*, 2010). In Italia *Tsuga* si espande ripetutamente fin dal Pleistocene inferiore, mostrando un decremento probabilmente in conseguenza degli effetti del cambiamento climatico verso l'aridità registrato nel Pleistocene medio, intorno a 900 ka. Anche il polline di *Tsuga*, genere attualmente vivente in America settentrionale e Asia centro-orientale, sembra scomparire sia dalle sequenze dell'Italia centrale sia da quelle dell'Italia meridionale intorno a 500 ka (MIS 13, Russo Ermolli, 1994; Russo Ermolli *et alii*, 2010). Il polline di *Carya* (Juglandaceae), genere di piante arboree viventi in Nord-America e Asia orientale, scompare nei diagrammi pollinici dell'Italia settentrionale intorno a 800 ka (Bertini, 2010), ma è sicuramente presente in tempi più recenti in Italia centrale, come testimoniato da un macroresto costituito da legno permineralizzato trovato a Carsoli e datato a 530 ka (Sadori *et alii*, 2010); in Italia meridionale potrebbe essere sopravvissuto addirittura fino a circa 300 ka (MIS 9, Orain *et alii*, 2013). Il polline di *Liquidambar*, genere oggi vivente in America e in Asia, scompare in Italia centrale intorno a 1 milione di anni fa (Bertini, 2000), ma la sua presenza è segnalata ancora intorno ai 600 ka in Italia meridionale (Russo Ermolli, 1994). Per quanto riguarda *Pterocarya*, genere delle Juglandaceae attualmente vivente nel continente asiatico, il suo polline si rinviene sporadicamente in Italia centrale negli interglaciali del Pleistocene medio, fino a circa 220 ka (Follieri *et alii*, 1988). Nella parte alta della sequenza non si è rilevato polline di nessuno di questi generi, ma questo non significa necessariamente che queste piante fossero assenti.

PROGETTO CARG

In questi campioni si osserva infatti una netta riduzione nel numero delle entità rinvenute e, tra queste, risulta essere nettamente dominante il polline di *Pinus* tra gli alberi e quello di Cichorioideae, Caryophyllaceae e Asteroideae tra le erbe. I bassi valori di concentrazione pollinica, lo scarso numero di entità rinvenute e la dominanza di quelle caratterizzate da una robusta parete pollinica fanno pensare a condizioni ambientali poco favorevoli alla conservazione del polline.

Nel sondaggio (CP1) della conca di Cascina una datazione $^{40}Ar/^{39}Ar$ effettuata su un orizzonte vulcanico rinvenuto alla profondità di 24,30 m dal piano campagna ha restituito un'età di 604,9 ± 3,4 ka (Pleistocene medio, Appendice 2). Anche in questo caso i bassi o bassissimi valori di concentrazione, il cattivo stato di conservazione dei granuli pollinici, il basso numero di entità rinvenute e la dominanza di *Pinus* e Cichorioideae, porta a pensare a una conservazione selettiva del polline dovuta a fenomeni di ossidazione, a loro volta legati alle particolari ed instabili condizioni degli ambienti palustri, nei quali le variazioni di livello dell'acqua possono comportare ripetute emersioni. Si osserva ancora, tra le entità estinte, polline di *Tsuga* tra le Gimnosperme, di *Carya*, *Pterocarya* e *Liquidambar* tra le Angiosperme arboree. La presenza di *Liquidambar* è di un certo interesse, perché confermerebbe la permanenza di questo genere di Conifere fino a tempi più recenti di quanto fino ad oggi noto in Italia centrale. Alcuni rari granuli sono stati trovati anche in sedimenti più recenti rispetto a quelli datati a 600 ka. Anche in questo caso la prevalenza di piante arboree mesotermiche, soprattutto Conifere (*Pinus*, *Picea*, *Tsuga*, *Abies*), e l'abbondanza di piante erbacee permettono di riferire il record sedimentario ad un periodo caratterizzato da condizioni climatiche temperate o temperato fresche.

Nei sedimenti fini e torbosi di origine palustre del bacino di Piedicolle è stato individuato un tefra riconducibile alle eruzioni dei Colli Albani, che ha restituito un'età $^{40}Ar/^{39}Ar$ di 523,4 ± 5,4 ka (Appendice 2), che permette di vincolare cronologicamente la base della successione alla prima parte del Pleistocene medio. Nella sequenza si osserva una netta differenza tra i campioni compresi tra 3,85 e 65,50 m e quelli prelevati a maggiore profondità. Nella parte superiore della sequenza (tra 3,85 e 65,50 m), infatti, diversi campioni si sono rivelati completamente sterili, mentre in quelli contenenti polline si è potuto osservare un numero di *taxa* molto limitato. Caratteristica comune a quasi tutti i campioni è l'abbondanza di polline di Cichorioideae e altre Asteraceae tra le piante erbacee e quello di *Pinus* tra quelle arboree. Si tratta di granuli pollinici con una robusta esina, resistenti in condizioni ambientali post-sedimentarie difficili per la conservazione del polline. Il basso numero di entità complessivamente rinvenute e la dominanza di Cichorioideae e *Pinus* porta a concludere che si sia verificata una conservazione selettiva del polline contenuto in questi sedimenti, che devono essere stati sottoposti a ripetuti stress ambientali quali, ad esempio, emersione e/o variazioni del livello della falda acquifera. Il basso numero di tipi pollinici

PROOF COPY

rinvenuti, pur fornendo qualche informazione sulla flora e la vegetazione presenti nell'area nell'intervallo di tempo registrato dal diagramma, non è certamente rappresentativo della diversità floristica né di quella vegetazionale dell'area, fornendo un quadro sicuramente semplificato degli aspetti di vegetazione effettivamente presenti all'epoca. Nella parte inferiore della sequenza (65,80-72,05 m) il polline si è conservato in maniera migliore e i campioni hanno mostrato valori di concentrazione mediamente maggiori e un maggior numero di palinomorfi. In questa parte della sequenza i campioni che hanno fornito i risultati più interessanti sono quelli più profondi, prelevati negli ultimi due metri (tra 70,05 e 72,05 m), che hanno conservato il maggior numero di tipi pollinici. Tra questi si rinvengono, anche generi estinti di interesse biostratigrafico, come *Taxodium, Tsuga, Carya, Pterocarya* e alcuni granuli attribuiti a *Liquidambar*, la cui presenza sposta in avanti la persistenza di questo genere in questo settore dell'Appennino Centrale, analogamente a quanto riscontrato nella vicina conca di Cascina e a quanto accade nell'Appennino meridionale (Russo Ermolli, 1994). La sequenza di Piedicolle è riferibile ad un periodo interglaciale, per via della scarsa presenza di piante erbacee tipiche di ambienti aperti, di steppa e prateria, ed è caratterizzata dalla presenza di piante arboree riconducibili ad una vegetazione di tipo montano dominata da Conifere.

BIBLIOGRAFIA

Bertini A. (2000) - *Pollen record from Colle Curti and Cesi: Early and Middle Pleistocene mammal sites in the Umbro e Marchean Apennine mountains (central Italy).* Journal of Quaternary Science **15**, 825-840.

Bertini A. (2010) - *Pliocene to Pleistocene palynoflora and vegetation in Italy: State of the art.* Quaternary International, **225**, 5-24.

Follieri M. & Magri' M.G. (1961) - *I legni fossili della Via Flaminia (Cava Bianca) presso Roma.* Annali di Botanica (Roma), **27**, 152-168.

Follieri M. (2010) - *Conifer extinction in Quaternary Italian records.* Quaternary International, **225**, 37-43.

Follieri M., Magri D. & Sadori L. (1988) - *250,000-year pollen record from Valle di Castiglione (Roma).* Pollen et Spores, **30**, 329-356.

Orain R., Lebreton V., Russo Ermolli E., Combourieu-Nebout N. & Sémah A.-M. (2013) - *Carya as marker for tree refuges in southern Italy (Boiano basin) at the Middle Pleistocene.* Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, **369**, 295-302.

Russo Ermolli E. (1994) - *Analyse pollinique de la succéssion lacustre pléistocène du Vallo di Diano (Campanie, Italie).* Annales Societé Géologique de Belgique, **117**, 333-354.

Russo Ermolli E., Aucelli P.P.C., Di Rollo A., Mattei M., Petrosino P., Porreca M. & M. Rosskopf C. (2010) - *An integrated stratigraphical approach to the Middle Pleistocene succession of the Sessano basin (Molise, Italy).* Quaternary International, **225**, 114-127.

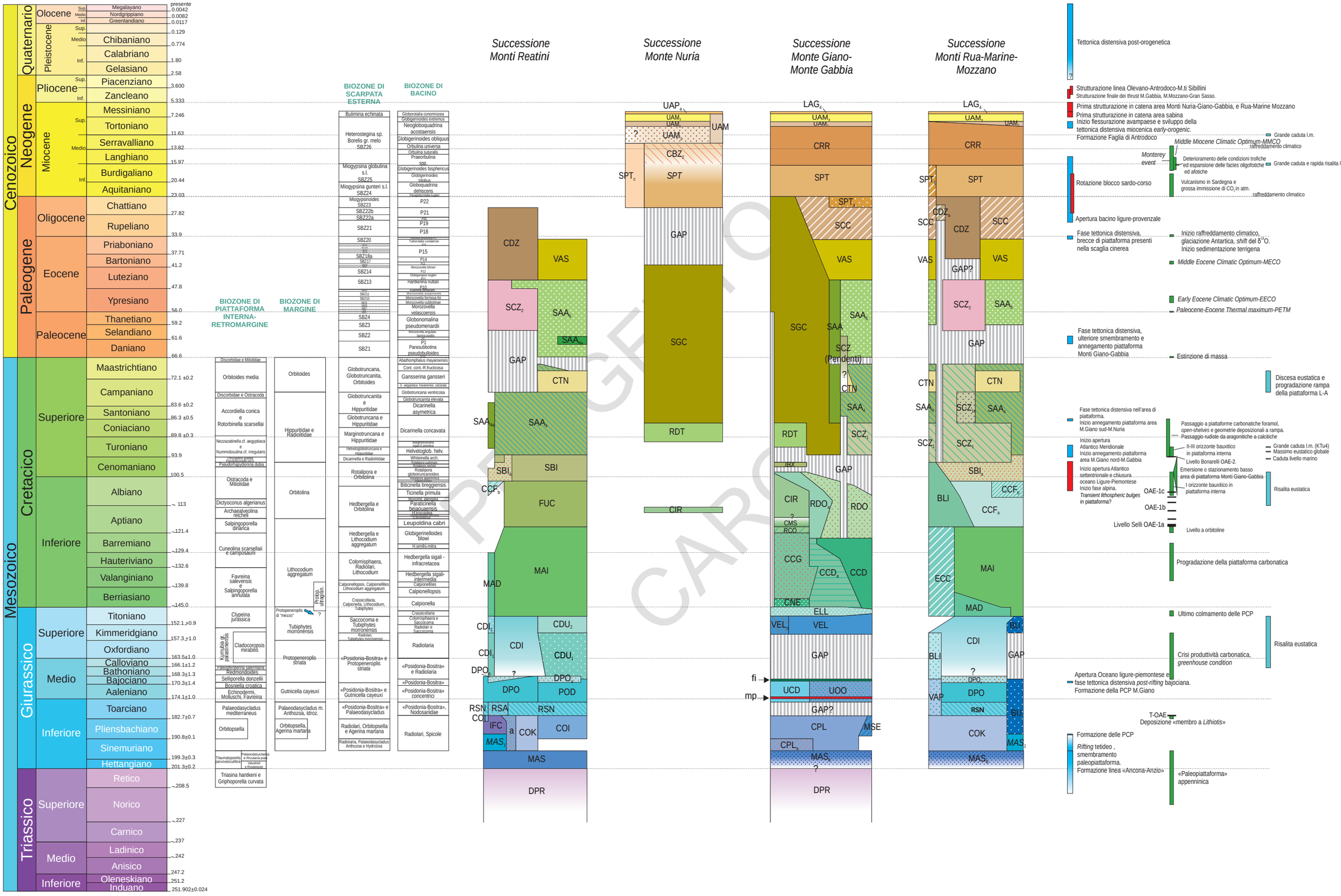
Sadori L., Giardini M., Chiarini E., Mattei M., Papasodaro F. & Porreca M. (2010) - *Pollen and macrofossil analyses of Pliocene lacustrine sediments (Salto river valley, Central Italy).* Quaternary International, **225**, 44-57.

PROGETTO CARG

PROGETTO CARG

Allegato a:
Note Illustrative del Foglio 348 “Antrodoco”

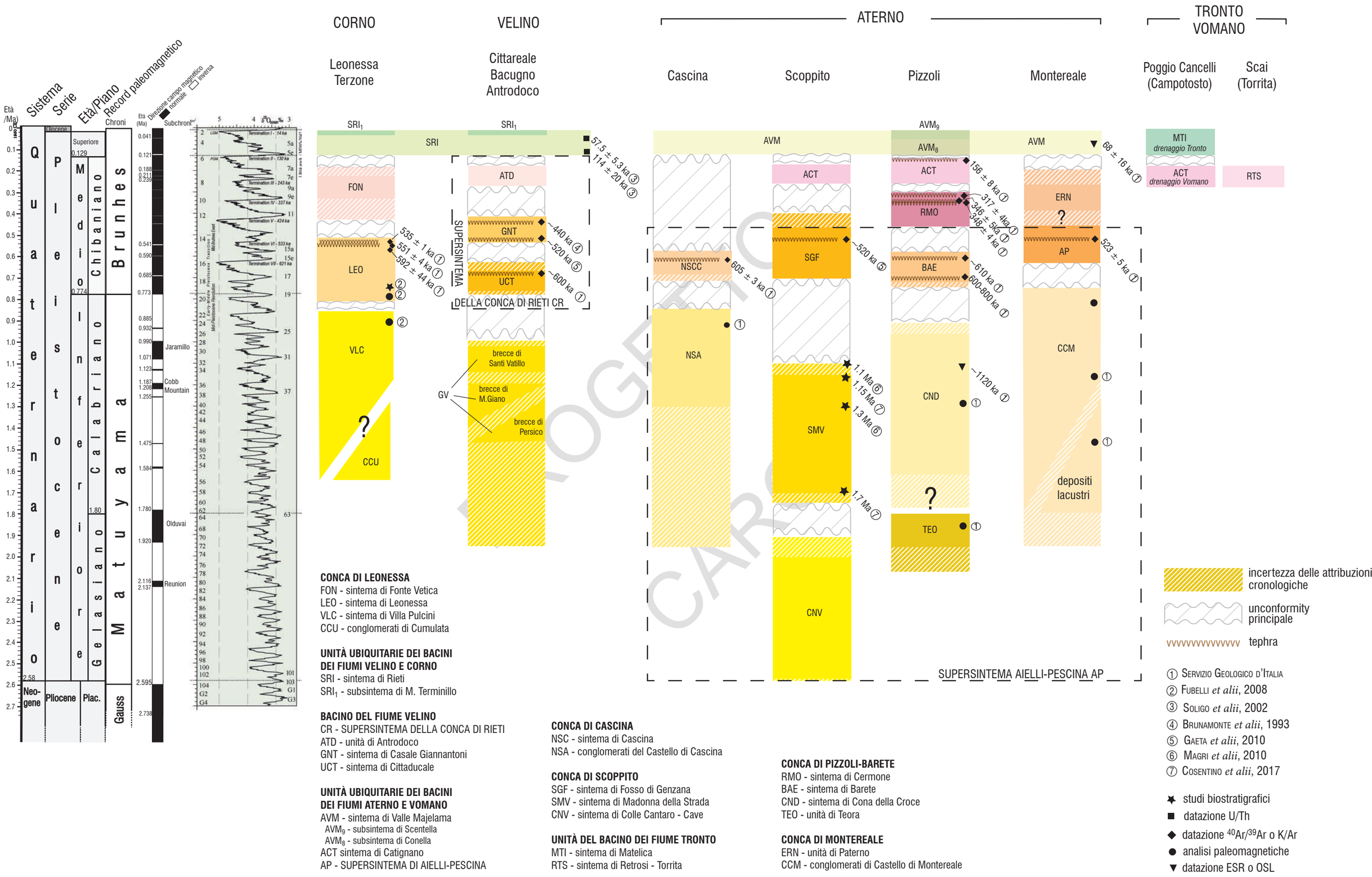
SCHEMA DEI RAPPORTI CRONOSTRATIGRAFICI DELLE UNITÀ DEL SUBSTRATO



Tav. 1 - *Schema dei rapporti cronostratigrafici delle unità del substrato all’interno di ognuna delle quattro successioni individuate nel Foglio (la successione comune miocenica è riportata al tetto di ognuna), con indicate le biozone di riferimento per i macroambienti riconosciuti (piattaforma carbonatica, margine, slope e bacino) e alcuni dei più significativi eventi globali caratterizzanti le successioni sedimentarie del Foglio.*

Allegato a:
Note Illustrative del Foglio 348 “Antrodoco”

SCHEMA DEI RAPPORTI CRONOSTRATIGRAFICI DEI DEPOSITI CONTINENTALI



CONCA DI LEONESSA
FON - sintema di Fonte Vetica
LEO - sintema di Leonessa
VLC - sintema di Villa Pulcini
CCU - conglomerati di Cumulata

UNITÀ UBIQUITARIE DEI BACINI DEI FIUMI VELINO E CORNO
SRI - sintema di Rieti
SRI_1 - subsintema di M. Terminillo

BACINO DEL FIUME VELINO
CR - SUPERSINTEMA DELLA CONCA DI RIETI
ATD - unità di Antrodoco
GNT - sintema di Casale Giannantoni
UCT - sintema di Cittaducale

UNITÀ UBIQUITARIE DEI BACINI DEI FIUMI ATERNO E VOMANO
AVM - sintema di Valle Majelama
AVM_9 - subsintema di Scentella
AVM_8 - subsintema di Conella
ACT sintema di Catignano
AP - SUPERSINTEMA DI AIELLI-PESCINA

CONCA DI CASCINA
NSC - sintema di Cascina
NSA - conglomerati del Castello di Cascina

CONCA DI SCOPPITO
SGF - sintema di Fosso di Genzana
SMV - sintema di Madonna della Strada
CNV - sintema di Colle Cantaro - Cave

UNITÀ DEL BACINO DEI FIUME TRONTO
MTI - sintema di Matelica
RTS - sintema di Retrosi - Torrita

CONCA DI PIZZOLI-BARETE
RMO - sintema di Cermone
BAE - sintema di Barete
CND - sintema di Cona della Croce
TEO - unità di Teora

CONCA DI MONTEREALE
ERN - unità di Paterno
CCM - conglomerati di Castello di Montereale

incertezza delle attribuzioni cronologiche
unconformity principale
vvvvvvvvvvvvvv tephra

① Servizio Geologico d’Italia
② Fubelli *et alii*, 2008
③ Soligo *et alii*, 2002
④ Brunamonte *et alii*, 1993
⑤ Gaeta *et alii*, 2010
⑥ Magri *et alii*, 2010
⑦ Cosentino *et alii*, 2017

★ studi biostratigrafici
■ datazione U/Th
◆ datazione $^{40}Ar/^{39}Ar$ o K/Ar
● analisi paleomagnetiche
▼ datazione ESR o OSL

PROGETTO CARG

Tav. 2 - *Schema dei rapporti cronostratigrafici dei depositi continentali del F. 348 Antrodoco ed aree limitrofe. Sono riportati i principali dati di significato cronologico disponibili in letteratura o acquisiti nel corso del rilevamento del Foglio, ad eccezione delle datazioni ^{14}C-AMS dei depositi di età inferiore a 50-40 ka BP, per le quali si rimanda alle Tabb. 2 e 3. Scale geocronologiche, magnetostratigrafiche e curva isotopica dell’ossigeno tratte da Cohen & Gibbard (2022).*