



I S P R A

Istituto Superiore per la Protezione e la Ricerca Ambientale

SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA

Organo Cartografico dello Stato (legge n° 68 del 2.2.1960)

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

foglio 065

MANIAGO

a cura di

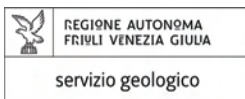
**A. Zanferrari¹, R. Avigliano¹, P. Grandesso², G. Monegato^{1a}, G. Paiero¹,
M.E. Poli¹, C. Stefani²**

con contributi di:

**S. Barbieri³, G. Calderoni⁴, F. Carraro⁵, M. Donegana⁶, S.E. Lowick⁷,
F. Preusser⁷, G. Michelutti³, R. Pini⁶, C. Ravazzi⁶, S. Rogledi⁸,
R. Romano⁹, C. Stefani², I. Villa¹⁰, L. Wick¹¹, S. Zanolla³, M. Zanni⁶**

(1) Università di Udine, Dipartimento di Georisorse e Territorio; (1a) ora: CNR - Istituto di Geoscienze e Georisorse, sezione di Torino; (2) Università di Padova, Dipartimento di Geoscienze; (3) ERSAs, Servizio della sperimentazione agraria, Ufficio del Suolo (Pozzuolo del Friuli); (4) Università di Roma "La Sapienza", Dipartimento di Scienze della Terra; (5) Università di Torino, Dipartimento di Scienze della Terra; (6) CNR - Istituto per la Dinamica dei Processi Ambientali, Milano; (7) Università di Berna, Istituto di Scienze Geologiche; (8) Eni, Divisione Exploration & Production, San Donato Milanese; (9) Università di Trieste, Dipartimento di Scienze Geologiche, Ambientali e Marine; (10) Università di Milano, Bicocca, Dipartimento di Scienze Geologiche e Geotecnologie; (11) Università di Basilea, Istituto di Preistoria e Scienze Archeologiche

Ente realizzatore



Direttore Responsabile del Dipartimento Difesa del Suolo (ISPRA):

L. Serva; C. Campobasso (dal 2012)

Responsabile del Progetto CARG per ISPRA - Dipartimento Difesa del Suolo:

F. Galluzzo

Responsabile del Progetto CARG - FVG:

T. Tirelli; G. Lizzi (dal 2009)

Coordinatore scientifico:

A. Zanferrari

PER IL DIPARTIMENTO DIFESA DEL SUOLO - SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA:

Revisione scientifica:

M. Pantaloni (coord.), **R. Graciotti**, **M.L. Pampaloni**

Coordinamento cartografico:

D. Tacchia (coord.), **S. Falcetti**

Revisione informatizzazione dati geologici:

D. Delogu (coord.), **L. Battaglini**, **C. Cipolloni**, **A. Fiorentino** (ASC)

Coordinamento editoriale e allestimento per la stampa:

M. Cosci (coord.), **S. Falcetti**

PER LA REGIONE AUTONOMA FRIULI VENEZIA GIULIA:

Coordinatore per la cartografia geologica regionale:

M. Ravalico; C. Piano (dal 2011)

Gestione tecnico-amministrativa del Progetto CARG:

M.T. Lettieri (Dipartimento Difesa del Suolo - Servizio Geologico d'Italia)

Informatizzazione dei dati geologici, allestimento editoriale e cartografico:

A. Marchesini (Università di Udine, Dipartimento Georisorse e Territorio)

Stampa:

prima edizione: 2008 - Graphic Linea, Tavagnacco (Udine)

ristampa:

INDICE

I - INTRODUZIONE	Pag. 7
1. - CRITERI DI INDAGINE E DI RAPPRESENTAZIONE CARTOGRAFICA ...	" 9
1.1. - UNITÀ LITOSTRATIGRAFICHE PRE-PLIOCENICHE	" 9
1.2. - UNITÀ A LIMITI INCONFORMI (UBSU) E INFORMALI	" 9
1.3. - METODOLOGIE ADOTTATE PER LA REALIZZAZIONE DELLA CARTA GEOLOGICA NELL'AREA DI PIANURA	" 11
1.4. - CRITERI BIOSTRATIGRAFICI	" 13
1.5. - CRITERI DI ANALISI DEL SOTTOSUOLO DELLA PIANURA	" 14
1.6. - CRITERI DI RAPPRESENTAZIONE DELLE STRUTTURE TETTONICHE NEL SOTTOSUOLO DELLA PIANURA	" 15
II - STUDI PRECEDENTI	" 17
1. - PRE-PLIOCENE	" 17
2. - PIOCENE-QUATERNARIO	" 20
III - INQUADRAMENTO GEOLOGICO E LINEAMENTI STRUTTURALI ...	" 23
1. - EVOLUZIONE PERMO-MESOZOICA: LA PIATTAFORMA CARBONATICA FRIULANA E I BACINI	" 26
2. - EVOLUZIONE PALEOGENICA: IL SISTEMA CATENA-AVANFOSSA DINARICO	" 28
3. - EVOLUZIONE NEOGENICO-QUATERNARIA: L'EVENTO INSUBRICO E IL SISTEMA CATENA-AVANFOSSA DEL SUDALPINO ORIENTALE ...	" 30
3.1. - EVENTO INSUBRICO	" 31
3.2. - EVENTO NEOALPINO	" 31
3.2.1. - <i>Fase serravalliano-messiniana</i>	" 31
3.2.2. - <i>Fase pliocenico-quaternaria</i>	" 32
IV - EVOLUZIONE GEOLOGICA QUATERNARIA E CARATTERISTICHE DEI BACINI IDROGRAFICI	" 35
1. - EVOLUZIONE DELL'ALTA PIANURA FRIULANA CENTRALE E OCCIDENTALE PRECEDENTEMENTE AL LGM	" 37
2. - EVOLUZIONE DELL'ALTA PIANURA FRIULANA CENTRALE E OCCIDENTALE NEL PLEISTOCENE SUPERIORE-OLOCENE	" 40
3. - CARATTERISTICHE DEI BACINI IDROGRAFICI	" 43
3.1. - BACINO DEL TORRENTE CELLINA	" 43
3.2. - BACINO DEL TORRENTE MEDUNA	" 43
3.3. - BACINO DEL TORRENTE ARZINO	" 44
3.4. - BACINO DEL FIUME TAGLIAMENTO	" 45
3.5. - BACINI SECONDARI	" 46

V - STRATIGRAFIA	47
1. - SUCCESIONE CRETACICA DELLA PIATTAFORMA CARBONATICA FRIULANA	47
1.1. - CALCARE DEL CELLINA (CEL)	48
1.2. - CALCARE DEL MONTE CAVALLO (CMC)	49
2. - SUCCESIONE PELAGICA E TORBIDITICA PALEOGENICA	51
2.1. - SCAGLIA ROSSA FRIULANA (SRF)	51
2.2. - FLYSCH DI CLAUZETTO (AUZ)	55
3. - SUCCESIONE MIOCENICA	58
3.1. - ARENARIA DI PREPLANS (PRP)	59
3.2. - MARNIA DI BOLAGO (BLG)	61
3.3. - ARENARIA DI S. GREGORIO (SGE)	63
3.4. - MARNIA DI MONFUMO (MOF) E FORMAZIONE DEL M. BALDO (FMB)	64
3.5. - MARNIA DI TARZO (TRZ)	66
3.6. - ARENARIA DI VITTORIO VENETO (VVE)	67
3.7. - CONGLOMERATO DEL MONTELLO (MON)	69
3.7.1. - <i>Membro conglomeratico-arenaceo</i> (MON₁)	71
3.7.2. - <i>Membro arenaceo-pelitico</i> (MON₂)	72
3.7.3. - <i>Membro conglomeratico</i> (MON₃)	75
4. - SUCCESIONE CONTINENTALE PLIOCENICO-QUATERNARIA	76
4.1. - SUPERSINTEMA DEL FRIULI (SF)	76
4.1.1. - <i>Conglomerato di San Pietro di Ragogna</i> (SPX)	85
4.1.2. - <i>Sintema di Borgo di Mezzo</i> (BGM)	86
4.1.2.1. - <i>Subsintema di Pinzano</i> (BGM₁)	86
4.1.2.2. - <i>Subsintema di Via di Molin</i> (BGM₂)	87
4.1.3. - <i>Sintema di Aonedis</i> (AON)	88
4.1.4. - <i>Sintema di Plaino</i> (PLI)	90
4.2. - SINTEMA DI VILLUZZA (VLZ)	91
4.3. - SINTEMA DI SPILIMBERGO (SPB)	92
4.3.1. - <i>Subsintema di Santa Margherita</i> (SPB₁)	93
4.3.2. - <i>Subsintema di Canodusso</i> (SPB₃)	95
4.3.3. - <i>Subsintema di Remanzacco</i> (SPB₄)	97
4.3.3.1. - <i>Unità di Muris</i> (SPB_{4A})	99
4.4. - SINTEMA DI SEQUALS (SEQ)	99
4.4.1. - <i>Subsintema di Travesio</i> (SEQ₁)	100
4.4.2. - <i>Subsintema di Arba</i> (SEQ₂)	101
4.5. - SINTEMA DI VIVARO (VIV)	103
4.6. - SINTEMA DEL PO (POI)	105
4.7. - LE UNITÀ DEI BACINI SECONDARI	113
4.7.1. - <i>Unità inferiore dei bacini secondari</i> (BTN)	113
4.7.2. - <i>Unità superiore dei bacini secondari</i> (BTR)	115
4.8. - UNITÀ DEL RIO PONTE (URP)	118
4.9. - UNITÀ DI VALERIANO (UVA)	119
4.10. - UNITÀ UBIQUITARIE (UIN)	120
5. - I SONDAGGI CARG	122

5.1. - SONDAGGIO CARG-FVG S3 "ARZENE"	" 123
5.1.1. - <i>Stratigrafia dei terreni attraversati dal sondaggio e osservazioni generali</i>	" 123
5.2. - SONDAGGIO CARG-FVG S4 "SEQUALS"	" 125
5.2.1. - <i>Stratigrafia dei terreni attraversati dal sondaggio e osservazioni generali</i>	" 125
6. - I SUOLI	" 127
6.1. - SUOLI DELLA SUCCESSIONE CARBONATICA CRETACICA	" 127
6.2. - SUOLI DELLA SUCCESSIONE TERRIGENA PALEOGENICA	" 128
6.3. - SUOLI DELLA SUCCESSIONE MIOCENICA	" 129
6.4. - SUOLI DEL SINTEMA DI VIVARO E DEL SINTEMA DI SEQUALS	" 129
6.5. - SUOLI DEL SINTEMA DI SPILIMBERGO	" 130
6.6. - SUOLI DEL SINTEMA DEL PO	" 132
6.7. - SUOLI DELL'UNITÀ SUPERIORE DEI BACINI SECONDARI	" 134
6.8. - SUOLI DELLE UNITÀ UBIQUITARIE	" 134
VII - ANALISI POLLINICA DEI DEPOSITI QUATERNARI	" 135
1. - MATERIALI E METODI	" 135
2. - SPETTRI POLLINICI DALLA SUCCESSIONE DEL R. DI VALERIANO	" 136
2.1. - INTERPRETAZIONE CRONOSTRATIGRAFICA	" 137
3. - SPETTRO POLLINICO DA UN ORIZZONTE ORGANICO SEPOLTO NELLA SUCCESSIONE DI RIO PONTE	" 139
4. - SPETTRI POLLINICI DI DEPOSITI DATATI ALL'ULTIMO MASSIMO GLACIALE, AL TARDIGLACIALE E ALL'OLOCENE	" 139
5. - IL TARDOGLACIALE NELLA SUCCESSIONE LACUSTRE DEL LAGO DI RAGOGNA	" 142
VIII - DATAZIONI ISOTOPICHE E OSL	" 147
1. - DATAZIONI RADIOCARBONIO	" 147
2. - ANALISI CON GLI ISOTOPI STABILI DELLO STRONZIO	" 151
3. - LUMINESCENZA OTTICAMENTE STIMOLATA	" 154
3.1. - INTRODUZIONE	" 154
3.2. - PROCEDURE DI LABORATORIO	" 155
3.3. - RISULTATI E DISCUSSIONE	" 157
VIII - TETTONICA	" 159
1. - UNITÀ TETTONICHE	" 160
2. - STRUTTURE TETTONICHE	" 162
2.1. - CARATTERISTICHE GENERALI	" 162
2.2. - CARATTERISTICHE GEOMETRICHE E CINEMATICA DELLE STRUTTURE	" 164
2.2.1. - <i>Sovrascorrimento Arba-Ragogna (1)</i>	" 165
2.2.2. - <i>Sovrascorrimento di Pinzano (2 + 2a)</i>	" 165
2.2.3. - <i>Sovrascorrimento di San Zenone (3)</i>	" 166
2.2.4. - <i>Sovrascorrimento di Sequals (4)</i>	" 167
2.2.5. - <i>Sovrascorrimento di Travesio (5)</i>	" 168

2.2.6. - Sovrascorrimento di Solimbergo (6)	” 168
2.2.7. - Sovrascorrimento di Maniago (7 + 7a)	” 168
2.2.8. - Sovrascorrimento del M. Jouf (8 + 8a, 8b, 8c)	” 169
2.2.9. - Sovrascorrimento di San Daniele del Friuli (9)	” 171
2.2.10. - Sovrascorrimento di Majano (10)	” 171
2.2.11. - Sovrascorrimento di S. Tomaso (11)	” 172
2.2.12. - Accavallamento del Forte del M. di Ragogna (12)	” 172
IX - SISMICITÀ	” 173
1. - SISMICITÀ STORICA E STRUMENTALE	” 174
2. - LA RETE SISMOMETRICA DEL FVG E LA SISMICITÀ RECENTE	” 174
3. - STRUTTURE SISMOGENICHE	” 176
4. - LA RICLASSIFICAZIONE SISMICA REGIONALE	” 177
X - ELEMENTI DI GEOLOGIA TECNICA	” 179
1. - ATTIVITÀ ESTRATTIVE	” 179
2. - IDROGEOLOGIA	” 180
2.1. - L'ACQUIFERO DELLA PIANURA	” 181
2.2. - VULNERABILITÀ E SFRUTTAMENTO DELLE ACQUE SOTTERRANEE	” 185
3. - RISCHIO IDRAULICO	” 186
3.1. - IL SISTEMA CELLINA-MEDUNA	” 187
3.2. - IL TAGLIAMENTO	” 190
4. - FRANE E PROPENSIONE AL DISSESTO	” 192
4.1. - AMBITO DEL SUBSTRATO CARBONATICO CRETACICO	” 193
4.2. - AMBITO DELLE UNITÀ ARENACEO-PELTICHE PALEOGENICHE E MIOCENICHE ...	” 194
4.3. - AMBITO DELLE UNITÀ ARENACEO-CONGLOMERATICHE MIOCENICHE	” 195
4.4. - AMBITO DELLE SCARPATE FLUVIALI E DELLE COLLINE DELL'ANFITEATRO MORENICO DEL TAGLIAMENTO	” 197
BIBLIOGRAFIA	” 199
EXTENDED ABSTRACT	” 211

I - INTRODUZIONE

Il Foglio 065 “Maniago” della Carta Geologica d’Italia in scala 1:50.000 è stato realizzato nell’ambito del Progetto CARG (Legge 305/1989), tramite convenzione tra il Servizio Geologico Nazionale (ISPRA - Dipartimento per la Difesa del Suolo) e la Regione Autonoma Friuli-Venezia Giulia, che ha affidato il coordinamento scientifico al Dipartimento di Georisorse e Territorio dell’Università degli Studi di Udine.

L’area del Foglio “Maniago” (Fig. 1) comprende un vasto settore dell’alta pianura friulana, l’estremità occidentale dell’anfiteatro glaciale del Tagliamento e, nella fascia settentrionale, un limitato settore delle Prealpi Carniche. Dal punto di vista amministrativo rientra in massima parte nella Provincia di Pordenone, mentre il territorio in sinistra Tagliamento è di pertinenza di quella di Udine; entrambe fanno parte della Regione Autonoma Friuli-Venezia Giulia.

La morfologia del territorio collinare fra il Torrente Meduna e il Fiume Tagliamento si presenta con dolci e basse ondulazioni sui 200-370 m s.l.m.; nell’angolo NE si raggiungono i 512 m (M. di Ragogna), mentre nel settore NW si trova il rilievo più elevato, il M. Jouf (1.203 m s.l.m.). La superficie della pianura scende rapidamente e regolarmente verso sud, dai 283 m s.l.m. di Maniago ai 60 di Arzene.

La superficie della pianura è profondamente incisa dal Fiume Tagliamento e dai torrenti Meduna e Cellina, che hanno scavato i loro alvei con scarpate che, all’uscita dei corsi d’acqua in pianura, vanno rispettivamente dai 60 ai 40 ed ai 30 m di altezza.

La rete idrografica comprende anche il Torrente Cosa, affluente di destra del Tagliamento, e il Torrente Còlvera, affluente di destra del Torrente Meduna.

Il rilevamento geologico e la Banca Dati sono stati realizzati da personale afferente al Dipartimento di Georisorse e Territorio dell'Università di Udine tra il 1998 e il 2002, sulla base degli elementi alla scala 1:5.000 (aree collinari) e delle sezioni alla scala 1:10.000 (pianura), derivati dalla CTRN (Carta Tecnica Regionale Numerica) della Regione Autonoma Friuli-Venezia Giulia. Parte del settore NW è stato rilevato negli anni 1980-'82 e la carta geologica beneficia perciò di numerosi affioramenti allora ancora visibili, oltre che di affioramenti efficienti per attività antropica.

I voli per le fotorestituzioni sono avvenuti nel 1991-1997.

La base topografica utilizzata per il Foglio 065 "Maniago" è la carta della serie 50 alla scala 1:50.000 dell'Istituto Geografico Militare, edizione 1 - 1968.



Fig. 1 - Ubicazione del Foglio 065 "Maniago" (scala 1:250.000), su base cartografica gentilmente concessa dalla Casa Editrice Tabacco (Tavagnacco - UD).

1. - CRITERI DI INDAGINE E DI RAPPRESENTAZIONE CARTOGRAFICA (R. Avigliano, P. Grandesso, G. Monegato, G. Paiero, M.E. Poli, R. Romano, A. Zanferrari)

1.1. - UNITÀ LITOSTRATIGRAFICHE PRE-PLIOCENICHE

Per il rilevamento delle unità cretatiche e paleogenico-mioceniche che costituiscono i rilievi prealpini del Foglio, sono state seguite le indicazioni contenute nel Quaderno serie III, vol.1 (AA.VV., 1992). Oltre alla revisione di sezioni stratigrafiche classiche della successione miocenica ricadenti nel Foglio o nelle immediate vicinanze (cfr. GELATI, 1969, e, soprattutto, STEFANI, 1982) sono state istituite sezioni stratigrafiche-tipo per la *scaglia rossa friulana* e, in particolare, per il *conglomerato del Montello* che nell'area-tipo (Montello e colli di Conegliano) ne è privo. Su tutte sono state eseguite nuove analisi sedimentologiche, petrografiche e biostratigrafiche.

Per la definizione dello spessore degli strati è stata usata la classificazione di CAMPBELL (1967) qui riportata.

_____	megastrati	_____	1000 cm
_____	molto spessi	_____	100
_____	spessi	_____	30
_____	medi	_____	10
_____	sottili	_____	3
_____	molto sottili		

1.2. - UNITÀ A LIMITI INCONFORMI (UBSU) E INFORMALI

I contenuti della carta si riferiscono ai rilevamenti avvenuti tra gli anni 1998-2002, sulla base della cartografia geologica esistente e dei dati pregressi a disposizione.

Secondo le raccomandazioni delle *Linee Guida del Servizio Geologico Nazionale* (AA.VV., 1992) per la suddivisione stratigrafica dei depositi plio-quadernari continentali, nel Foglio "Maniago" sono state adottate le Unità a Limiti Inconformi (UBSU).

Sono state inoltre utilizzate le *unità informali* nell'accezione di BINI *et alii* (2004) per i corpi sedimentari non completamente rispondenti alle caratteristiche

delle unità UBSU oppure per quelli meno significativi ai fini della ricostruzione dell'evoluzione geologica dell'area (*unità ubiquitarie*), nonché per quelli difficilmente inseribili nel quadro dell'evoluzione generale dell'area (*unità dei bacini secondari*).

L'International Stratigraphic Guide (ISSC, 1994) definisce l'*Unconformity-bounded Stratigraphic Unit* (UBSU) "*A body of rocks bounded above and below by specifically designated, significant and demonstrable discontinuities in the stratigraphic succession (angular unconformities, disconformities, etc.), preferably of regional or interregional extent*". Lo stesso codice considera il "sintema" come unità fondamentale, prevedendo che un sintema possa essere suddiviso in due o più subsintemi e che due o più sintemi possano essere raggruppati in un supersintema; inoltre prevede che le unità UBSU possano contenere al loro interno unità stratigrafiche di qualsiasi altro tipo. Il codice è stato di seguito integrato per l'utilizzo nella cartografia geologica italiana (AA.VV., 2003).

In realtà le caratteristiche delle unità UBSU adottate nel Foglio sono molto simili a quelle previste dall'*Allostratigrafia* (NACSC, 1983), soprattutto per quanto concerne la natura, l'estensione, il riconoscimento ed il rango delle superfici-limite che identificano le varie unità, tanto da renderle confrontabili con le "allunità" adottate in Fogli in cui è stata applicata l'allostratigrafia.

Le unità UBSU del Foglio corrispondono a corpi sedimentari continentali identificati da superfici-limite inferiore e superiore diacrone, corrispondenti a discontinuità sedimentarie di rango superiore (*hiatus* deposizionali caratterizzati o meno da superfici pedogenizzate; importanti superfici erosive). Il rango delle unità dipende dal rango delle relative superfici-limite; entrambi dipendono dalla frequenza e natura dei processi che hanno controllato la sedimentazione.

Per la definizione del rango delle unità e delle superfici-limite sono stati adottati i criteri gerarchici proposti da MIALL (1996) per i depositi fluviali e da BOYCE & EYLES (2000) per i depositi glaciali.

Un ulteriore criterio applicato per la distinzione delle unità UBSU è l'identificazione del bacino di provenienza dei depositi. Considerando l'estensione dei bacini montani e la dimensione dei corpi sedimentari di natura alluvionale e glaciale ad essi correlabili, i bacini principali di provenienza dei depositi plio-quaternari compresi nel Foglio sono quelli del Fiume Tagliamento, del Torrente Meduna e del Torrente Cellina. I depositi correlabili a questi bacini principali sono stati distinti in unità UBSU basandosi sulla composizione litologica dei clasti, su criteri geomorfologici e sull'andamento delle superfici-limite.

Seguendo le indicazioni contenute nel rapporto conclusivo dell'IGCP 24 "*Quaternary Glaciations in the Northern Hemisphere*" (ŠIBRAVA *et alii*, 1986) si è preferito abbandonare il modello classico delle glaciazioni alpine inizialmente proposto da PENCK & BRÜCKNER (1909), per seguire una cronologia geologica basata sui rapporti relativi tra i corpi sedimentari, caratteristica del singolo bacino principale.

Per parte del Pleistocene superiore e per l'Olocene la cronologia geologica è supportata dalle datazioni isotopiche ^{14}C , ottenute su campioni di sostanza organica contenuta nei sedimenti prelevati durante i rilevamenti e nelle carote di sondaggi CARG-FVG o rese disponibili da altri sondaggi geognostici.

Sono state inoltre effettuate analisi con il metodo della Luminescenza Otticamente Stimolata (OSL) su depositi sabbiosi, sui quali le datazioni isotopiche ^{14}C non erano possibili.

Essendo attualmente in discussione l'attribuzione cronologica del Quaternario, la scala cronologica *Stage* di riferimento formalmente accettata dalla comunità scientifica internazionale è quella proposta da GRADSTEIN *et alii* (2004) modificata, di seguito riportata.

OLOCENE	

PLEISTOCENE SUPERIORE	0,0115 Ma

PLEISTOCENE MEDIO	0,126 Ma

PLEISTOCENE INFERIORE	0,781 Ma

PLIOCENE	1,806 Ma

MESSINIANO	5,332 Ma

Ciascuna unità stratigrafica è identificata in carta da un colore e da una sigla esclusiva. I sovrassegni dei depositi superficiali devono considerarsi indicativi e riguardano la tessitura media dei depositi compresi nei primi 2 m dal p.c.

Le osservazioni di campagna sono state riportate su schede descrittive degli affioramenti ed inserite in una banca dati georeferenziata ad uso interno. Allo scopo sono state utilizzate le schede proposte da BAGGIO *et alii* (1997) opportunamente modificate. Per la codifica dei colori dei sedimenti fini e dei suoli sono state utilizzate le *Munsell Soil Color Charts* (edizione 1994).

1.3. - METODOLOGIE ADOTTATE PER LA REALIZZAZIONE DELLA CARTA GEOLOGICA NELL'AREA DI PIANURA

L'acquisizione dei dati si è svolta con le seguenti modalità. Preliminarmente sono state raccolte le stratigrafie di sondaggi e pozzi per acqua sia presso enti privati e pubblici sia utilizzando come fonte il "Catasto Regionale dei pozzi per acqua e delle perforazioni eseguite nei depositi alluvionali quaternari e nei depositi sciolti del Friuli-Venezia Giulia" (STEFANINI, 1986; REGIONE AUTONOMA FRIULI-VENEZIA GIULIA, 1990a). Le stratigrafie sono state analizzate criticamen-

te e inserite nella Banca Dati “Sottosuolo” del Dipartimento di Georisorse e Territorio dell’Università degli Studi di Udine. Sono stati utilizzati inoltre i dati riportati nelle relazioni geologiche dei Piani Regolatori Generali (indagini geognostiche e stratigrafie di scavi sub-superficiali), reperiti presso gli uffici tecnici dei Comuni competenti per il territorio esaminato.

Sono state analizzate ed interpretate diverse edizioni di foto aeree, tra cui: volo Veneto-Friuli IGM anno 1984, scala 1:33.000; volo CTR Friuli-Venezia Giulia Lotto 10 Trieste anno 1990, scala 1:8.000; volo 1997 della Regione Friuli-Venezia Giulia a colori, scala 1:5.000; le ortofoto a colori della Regione Friuli-Venezia Giulia, anno 1999, scala 1:10.000.

È stato contemporaneamente effettuato uno studio della cartografia storica disponibile, mirato in particolare all’analisi dell’evoluzione dell’idrografia. Nella fattispecie sono state consultate la Carta topografica del Regno Lombardo-Veneto alla scala 1:86.400 (pubblicata nel 1833) e le serie storiche, a partire dall’edizione del 1891, delle tavolette della Carta topografica d’Italia alla scala 1:25.000, edita dall’IGM. Di grande utilità si è rivelata soprattutto la *Topographisch-geometrische Kriegskarte von dem Herzogthums Venedig* (“Carta topografica-geometrica da guerra del Ducato di Venezia”), che venne rilevata alla scala 1:28.800 nel periodo 1798-1805 sotto la direzione di ANTON VON ZACH per conto dell’amministrazione austriaca.

Per l’analisi del microrilievo si è provveduto alla costruzione di un Modello Digitale del Terreno, estraendo dai file della CTRN i valori dei punti quotati, determinati per via aerofotogrammetrica. I punti quotati riferibili a opere antropiche, come scarpate ed argini, non sono stati considerati nel processo di interpolazione tramite *kriging*, impostando maglie quadrate di lato 20 m, data la buona densità e distribuzione dei punti.

A partire da tali analisi si è sviluppato lo studio geomorfologico dell’area in corso di rilevamento: le morfologie delle diverse superfici sono state individuate utilizzando la CTR a scala 1:10.000; più in particolare è stata valutata la loro pendenza, nonché il grado di curvatura e le irregolarità delle isoipse. Parallelamente a tale studio è stata effettuata l’osservazione in campagna delle forme individuate, allo scopo di verificare le caratterizzazioni precedentemente effettuate e di valutare quindi l’affidabilità delle carte del microrilievo prodotte.

Il lavoro in campagna ha comportato l’analisi sul terreno e la compilazione di una serie di schede descrittive degli affioramenti, utili per la descrizione litologica e sedimentologica dei corpi sedimentari e per la caratterizzazione delle superfici-limite tra i corpi stessi (scarpate di sbancamento in cave e discariche, scavi per fondazioni, sezioni naturali, ecc.). Sono stati anche raccolti alcuni campioni significativi da utilizzare per le analisi di laboratorio (prevalentemente si tratta di depositi contenenti materia organica utili per effettuare datazioni ¹⁴C).

L'utilizzo dei dati archeologici, mediante l'analisi della distribuzione areale dei siti noti e lo studio geoarcheologico delle sequenze stratigrafiche di alcuni di essi, ha consentito di raccogliere informazioni molto interessanti e talvolta fondamentali per stilare una cronologia relativa delle superfici e degli elementi geomorfologici individuati. In particolare le strutture antropiche di cui si conosce l'età, come ad esempio strade, canali e insediamenti, consentono di datare la superficie su cui esse si trovano almeno precedentemente al periodo in cui vennero costruite. I siti possono così essere utilizzati come dei *marker* stratigrafici o, meglio, come dei termini cronologici *ante quem* o *post quem*, con cui realizzare prima una cronologia relativa e, successivamente, giungere anche a delle datazioni di alcuni eventi.

1.4. - CRITERI BIOSTRATIGRAFICI

Per le successioni cretache della Piattaforma Carbonatica Friulana sono state utilizzate le classiche metodologie di indagine biostratigrafica su sezioni sottili. Queste sono state realizzate con campionature sparse, in funzione di un controllo per un corretto rilevamento, e con analisi di dettaglio di sezioni stratigrafiche per la definizione delle associazioni e del loro valore cronostratigrafico.

Le associazioni a microfossili sono rappresentate essenzialmente da alghe calcaree (prevalentemente *Dasycladaceae*) e foraminiferi bentonici. Per il loro studio sono state utilizzate le più recenti classificazioni tassonomiche; in particolare per le dasycladali si è fatto riferimento alla classificazione di BASSOULET *et alii* (1978) e ai successivi aggiornamenti di cui si citano solo BERGER & KAEVER (1992), DE CASTRO (1997) e BUCUR (1999). Per la cronologia delle associazioni a dasycladali sono stati adottati i criteri di DELOFFRE & GÉNOT (1982), GRANIER & DELOFFRE (1993), BARATTOLO (2002) e BARATTOLO & ROMANO (2005).

Per la tassonomia dei foraminiferi si è utilizzata la classificazione di LOEBLICH & TAPPAN (1988). Per i foraminiferi bentonici sono stati seguiti gli schemi biozonali proposti da DE CASTRO (1991) e da CHIOCCHINI *et alii* (1994); in particolare per i termini terziari è stata adottata la *Shallow Benthic Zonation* (SBZ) messa a punto da SERRA-KIEL *et alii* (1998), che correla le biozone a macroforaminiferi bentonici con le biozone a nannoplancton calcareo (NP) di MARTINI (1971).

Sulle successioni paleocenico-eoceniche e mioceniche sono state effettuate analisi biostratigrafiche di dettaglio utilizzando le associazioni delle microfaune planctoniche e delle nannoflore in esse contenute. Sono stati adottati gli schemi zonal di TOUMARKINE & LUTERBACHER (1985) e di BERGGREN & MILLER (1988) per le associazioni a foraminiferi, mentre per il nannoplancton calcareo è stata applicata la biozonazione di MARTINI (1971).

Allo scopo di meglio approssimare l'età del *conglomerato del Montello* si è applicato il metodo radiometrico basato sul rapporto isotopico $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ misurato in gusci di ostreidi presenti nei membri inferiore (MON₁) e medio (MON₂) della formazione (GRANDESSO *et alii*, 2000).

Per le indagini palinostratigrafiche si rinvia al Capitolo relativo, analogamente a quanto riguarda i criteri relativi alle datazioni isotopiche ^{14}C .

1.5. - CRITERI DI ANALISI DEL SOTTOSUOLO DELLA PIANURA

Per lo studio dell'architettura del sottosuolo in avampaese e, in particolare, per la ricostruzione delle geometrie del sistema di sovrascorimenti ciechi del fronte sudalpino sepolto nella pianura al margine dei rilievi, sono state utilizzate sezioni sismiche a riflessione industriali tarate con i *log* dei pozzi esplorativi per ricerca di idrocarburi, esistenti nell'area veneto-friulana (Fig. 3).

L'area del Foglio è priva di pozzi per idrocarburi; informazioni solo raramente significative sono state ricavate dai numerosi pozzi per acqua, sempre a distruzione di nucleo, che sono state utilizzate dopo esame critico e validazione per la ricostruzione dell'architettura delle successioni pleistoceniche. Per lo stesso scopo sono state più utili le stratigrafie di varie decine di sondaggi geognostici, che però, di regola, non superano i 20 m di profondità.

L'area del Foglio è interessata da una maglia molto fitta di linee sismiche a riflessione, realizzate dall'AGIP tra gli anni '70 e '90, e, localmente, anche da altre Compagnie italiane o straniere. Tutte le sezioni sismiche di buona qualità sono state interpretate, in modo da realizzare una ricostruzione 3D del sottosuolo dell'area del Foglio e circostante. Per la conversione dei tempi in profondità sono state applicate le velocità sotto indicate.

Quaternario	2.100 - 2.500 m/s
Pliocene	2.100 m/s
Serravalliano-Messiniano	3.000 m/s
Aquitaniiano-Langhiano ("Gruppo di Cavanella")	4.100 m/s
unità torbiditiche tra base "Cavanella" e <i>top</i> carbonati	3.250 - 3.600 m/s
carbonati giurassico-cretacici (e paleogenici) di piattaforma	5.800 m/s
Dolomia Principale	7.000 m/s

Orizzonti sismostratigrafici di particolare evidenza, veri orizzonti-guida, sono rappresentati dalla base delle dolomie del Triassico superiore ("*unconformity* carnica") e dal *top* della successione langhiana del "Gruppo di Cavanella". Quasi sempre ben seguibile è anche il *top* della Piattaforma Carbonatica Friulana e la superficie erosionale messiniana ("*unconformity* messiniana").

Le isobate della base dei depositi quaternari, inserite nel campo cartografico, derivano da un lavoro esteso a tutta la pianura veneta orientale e friulana (DI GIULIO *et alii*, in stampa). Le isobate sono state tracciate fino ai sovrascorrimenti frontali, applicando velocità variabili tra 2.500 e 2.000 m/s e tarando le sezioni sismiche con i *log* dei pozzi AGIP esistenti; la mappa generale è stata poi ritagliata secondo il confine dei Fogli (ZANFERRARI *et alii*, 2008a; 2008b).

Nella parte di pianura che rientra nel fronte sudalpino le isobate non sono state tracciate, a causa dell'impossibilità di estendere in catena l'orizzonte sismostratigrafico "base del Quaternario", orizzonte che spesso si perde nella parte più alta delle sezioni sismiche (o addirittura ne esce) e della mancanza quasi totale di punti di taratura. Inoltre, in tale settore del Foglio sono presenti depositi conglomeratici pliocenici, che sono stati datati e cartografati sul versante meridionale del M. di Ragogna (*conglomerato di S. Pietro di Ragogna*). Tale unità del Pliocene sup.-Pleistocene inf. è indistinguibile litologicamente da quelle pleistoceniche soprastanti in mancanza di controllo biostratigrafico.

1.6. - CRITERI DI RAPPRESENTAZIONE DELLE STRUTTURE TETTONICHE NEL SOTTO-SUOLO DELLA PIANURA

Nella porzione di pianura al margine dei rilievi è ubicato il sistema di sovrascorrimenti del fronte sudalpino. Le faglie sono in massima parte cieche e sono state definite attraverso l'interpretazione delle sezioni sismiche a riflessione, realizzate dall'AGIP e da altre Compagnie per la ricerca di idrocarburi, integrata con dati morfotettonici e strutturali s.s. di superficie. La copertura di linee è notevole e ha permesso quasi ovunque una buona ricostruzione delle geometrie dei sovrascorrimenti sudalpini e dei loro rapporti.

Preventivamente è stato necessario definire le faglie cieche, distinte in principali e secondarie secondo le norme dei Quaderni serie III, vol. 1 (AA.VV., 1992), per vincolare anche le procedure analitiche e di realizzazione cartografica. Di seguito è riportata la definizione di "sovrascorrimento principale cieco" adottata.

Sovrascorrimento attivo, significativo per estensione e rigetti, in corrispondenza del quale è osservabile la deformazione di depositi quaternari in superficie e/o di morfostutture di documentata età quaternaria. In mancanza di evidenze morfotettoniche deve essere visibile in profondità la dislocazione e/o la deformazione delle immagini sismostratigrafiche dei depositi quaternari. L'andamento planimetrico e la geometria sono ricavati dall'interpretazione di linee sismiche tarate con log di pozzi e sondaggi; la traccia in superficie, qualora non marcata da anomalie morfotettoniche, è ottenuta prolungando fino in superficie la traccia della faglia con la stessa inclinazione osservata sulle linee sismiche dopo conversione dei tempi in profondità.

La metodologia sopra indicata per tracciare sulla superficie topografica - e quindi riportarla nel campo cartografico - la *tip line* della struttura cieca, comunque non più visibile sopra la *datum line* (di regola il livello del mare), è stata ripetutamente verificata prima di diventare operazione standard e ha dato un'altissima percentuale di risultati positivi.

PROGETTO
CARG

II - STUDI PRECEDENTI

(P. Grandesso, G. Monegato, A. Zanferrari)

1. - PRE-PLIOCENE

Le prime ricerche geologiche nell'area del Foglio e limitrofe risalgono alla metà del 1800, quando il Comitato geologico di Vienna pubblicò le prime carte geologiche speditive della regione friulana (HAUER, 1858).

Una sintesi stratigrafica e strutturale dell'area del Foglio si deve a TARAMELLI (1881a) con la pubblicazione di una carta geologica alla scala 1:200.000 e delle note descrittive. Una nuova carta, alla stessa scala, fu prodotta da DAINELLI (1921) e servì come base, assieme alla precedente, ai rilievi di ZENARI (1927) che portarono alla stesura del F. 24-Maniago della Carta Geologica delle Tre Venezie alla scala 1:100.000 e delle Note illustrative (ZENARI, 1929). Esse sono anche il compendio di importanti contributi di FUTTERER (1893) e di DAINELLI (1910; 1915) sul Cretacico e rispettivamente sull'Eocene del Friuli, ma soprattutto di STEFANINI (1911; 1915): le monografie paleontologiche e stratigrafiche di quest'ultimo Autore sono ancor oggi un necessario riferimento per lo studio della successione neogenica dell'area.

La pubblicazione del Foglio 24-Maniago fu di poco preceduta dalla carta geologica del Foglio 25-Udine (FERUGLIO, 1925a, con relative Note pubblicate nel 1929b), in cui rientra una stretta fascia ad est del Tagliamento, all'estremità orientale del Foglio qui illustrato. Nello stesso anno uscì la monografia sulla geologia della zona prealpina compresa fra l'Isonzo e l'Arzino (FERUGLIO, 1925b) che rappresentò allora la più accurata e innovativa descrizione e sintesi geologica del territorio friulano, ma che ancor oggi è fonte di preziose informazioni.

Dopo questa monografia, per oltre tre decenni nessuna significativa ricerca di carattere geologico fu più intrapresa nell'area friulana centro-orientale.

La successione pre-quadernaria del F. 065 "Maniago" sarà nuovamente oggetto di ricerche molto più tardi, negli anni '60, con SAINT-MARC (1963), che prese in esame la sezione del Torrente Còlvera, erroneamente denominato Torrente Caltea, nell'ambito di uno studio stratigrafico-strutturale della zona di Barcis. Nella contigua Val Cellina CUVILLIER *et alii* (1968) studiarono la successione neocomiano-ypresiana, introducendo nuove formazioni: Calcarea del Cellina, *calcarea del M. Cavallo* e *flysch di Clauzetto*, oltre ai "calcari di Andreis", unità da abbandonare (v. Capitolo V, sezione 2.1.).

Successivamente GELATI (1969) analizzò la sezione miocenica del Torrente Meduna, già dettagliatamente illustrata da STEFANINI (1915), mettendo a punto uno schema bio- e crono-stratigrafico, basato sulla distribuzione dei foraminiferi planctonici.

Gli eventi sismici che colpirono il Friuli nel 1976 portarono un rinnovato impulso alle indagini geologiche nella zona: ricordiamo la *Carta geologica dell'area maggiormente colpita dal terremoto friulano del 1976* alla scala 1:50.000 (MARTINIS (Ed.), 1977) e gli studi geofisici nel sottosuolo della pianura friulana (AMATO *et alii*, 1976; BARNABA, 1978) che hanno messo in luce lo stile deformativo a sovrascorrimenti che lo caratterizza. Nell'ambito di questi studi rientra anche quello di MARTINIS (1980), che descrisse l'assetto strutturale del settore M. Jouf - M. San Lorenzo, a nord di Maniago.

Nel 1981 COUSIN pubblicò la sua fondamentale monografia sulla geologia dell'area di transizione alpino-dinarica. In essa, in particolare, egli prese in esame numerose sezioni stratigrafiche, tra le quali quelle del Torrente Còlvera, del Torrente Meduna e di Campeis - M. di Ragogna, e presentò un primo quadro generale sullo stile a sovrascorrimenti che caratterizza la regione prealpina carnica.

STEFANI (1982) realizzò una carta geologica alla scala 1:12.000 della fascia collinare tra il Torrente Còlvera ed il Torrente Meduna, approfondendo gli aspetti stratigrafici e strutturali di quest'area. Quelli sedimentologico-petrografici furono trattati successivamente (STEFANI, 1984), nonché in un lavoro più generale (STEFANI, 1987) che analizzò le petrofacies delle successioni cattiano-messiniane nell'ambito dell'intero bacino veneto-friulano, distinguendo un cambiamento compositivo fra i sedimenti cattiano-langhiani e quelli serravalliano-messiniani, legato all'attivazione di due diversi sistemi catena-avanfossa. Inoltre, nelle medesime successioni GRANDESSO & STEFANI (1990) segnarono e studiarono livelli cineritici del Burdigaliano superiore-Langhiano inferiore.

L'area delle colline di Sequals e di Castelnuovo del Friuli è compresa in una carta geologica alla scala 1:25.000 di ROSSI *et alii* (1988), ma priva di sezioni geologiche e Note illustrative.

Negli anni '90 BERNASCONI & ROBBA (1993) ripresero in esame le associazioni a molluschi della classica sezione del Torrente Meduna, facendone una revisione in chiave essenzialmente paleoecologica. Nello stesso anno SWINBURNE & NOACCO (1993) pubblicarono i risultati di uno studio delle lito- e bio-facies della piattaforma carbonatica del M. Jouv-M. San Lorenzo, area-tipo dei generi di rudiste *Joufia* BOHM e *Colveria* KLINGHARDT, studio rivolto alla ricostruzione paleoambientale di quel settore durante il Cretacico superiore-Paleocene. Più recente è la pubblicazione di TUNIS & UCHMAN (1996), ove vengono analizzate le paleoicnocenosi del *flysch di Clauzetto* affiorante nella cava del M. San Lorenzo.

Negli stessi anni furono pubblicate altre Note che rappresentano testi di riferimento: quella di CATI *et alii* (1989b), sulla stratigrafia, le geometrie e l'evoluzione della Piattaforma Carbonatica Friulana, basata su dati del sottosuolo della pianura veneto-friulana, e quelle di MASSARI *et alii* (1986a; 1986b) che hanno definito il quadro sedimentologico ed evolutivo e dei rapporti delle unità cattiano-messiniane della regione prealpina veneta orientale e friulana.

Importanti contributi alla conoscenza della geologia regionale veneto-friulana sono quelli prodotti nell'ambito del Progetto Finalizzato Geodinamica da PIERI & GROPPI (1981), da CASTELLARIN (1981) e da BIGI *et alii* (1990).

DOGLIONI & BOSELLINI (1987) definirono il quadro geodinamico della regione slovena occidentale e friulana centro-orientale durante il Cenozoico, con il riconoscimento di un evento dinarico (o mesoalpino) paleocenico-eocenico seguito da un evento neoalpino miocenico-quadernario. Entrambi furono caratterizzati da un sistema catena-avanfossa: quello dinarico migrante verso WSW, quello neoalpino verso SE-SSE. Un'altra sintesi sull'evoluzione dell'intero sistema catena-avanfossa sudalpino a partire dall'Oligocene, realizzatasi in un contesto di convergenza obliqua associata a rotazione antioraria del margine settentrionale dell'Adria, è stata presentata da MASSARI (1990).

Informazioni sull'evoluzione tettonica recente, allora pionieristiche ma ora largamente obsolete, si ricavano da CARULLI *et alii* (1980), CAROBENE *et alii* (1981) e ZANFERRARI *et alii* (1982).

Un quadro analitico sull'assetto tettonico del fronte sudalpino attivo dell'area veneta orientale e friulana e sulla sua caratterizzazione in chiave sismogenica, è stato presentato da GALADINI *et alii* (2005); in tale lavoro viene definita anche la sorgente sismogenica Arba-Ragogna, corrispondente al fronte attuale nel Foglio "Maniago".

L'area del Foglio, sebbene priva di pozzi esplorativi, è però interessata da una fitta maglia di linee sismiche a riflessione realizzate dall'AGIP negli anni '70-'80, e, localmente, anche da altre Compagnie italiane o straniere. Le numerose linee sismiche, tarate con i *log* rivisitati dei pozzi AGIP per ricerca di idrocarburi dell'area veneto-friulana, sono state utilizzate in vari lavori pubblicati all'inizio di questo decennio per una ricostruzione più dettagliata dell'architettura del

sottosuolo della pianura sia in catena che in avampaese. Fra i primi vanno ricordati MERLINI *et alii* (2002), PERUZZA *et alii* (2002), POLI *et alii* (2002), ZANFERRARI *et alii* (2003), GALADINI *et alii* (2005); fra i secondi FANTONI *et alii* (2002), NICOLICH *et alii* (2004).

Con tali lavori è stata anche definita in modo adeguato l'evoluzione cenozoica stratigrafica, sedimentologica e strutturale del sottosuolo della pianura friulana, dapprima avampaese dinarico nel Paleogene, poi sudalpino nel Miocene e infine, nel Pliocene-Quaternario, avampaese condiviso fra la catena nord-appenninica e quella sudalpina orientale.

2. - PLIOCENE-QUATERNARIO

Anteriormente alla prima edizione dei Fogli 24-Maniago e 25-Udine della Carta Geologica delle Tre Venezie alla scala 1:100.000, le successioni quaternarie dell'area compresa nel Foglio sono state descritte per la prima volta in modo esteso da TARAMELLI (1875) e successivamente rappresentate cartograficamente dallo stesso Autore (1881a; 1881b). Nei suoi lavori TARAMELLI ritenne che una fase alluvionale terziaria avesse ricoperto l'intera pianura; successivamente, i ghiacciai del Tagliamento, dell'Isonzo e del Piave, nella fase di massima espansione, si sarebbero spinti fino al mare (TARAMELLI, 1875) ricevendo in pianura forse anche il contributo del ghiacciaio della Val Cellina. Un'espansione glaciale minore, successiva, avrebbe dato origine all'anfiteatro morenico del Tagliamento ed ai depositi dei ghiacciai confinati all'interno delle valli minori. L'Autore attribuì una natura fluvio-glaciale alla pianura antistante l'anfiteatro ed ai conoidi del Cellina e del Meduna.

TELLINI (1892) pubblicò la descrizione geologica della Tavoletta "Majano" alla scala 1:25.000, nella quale sono distinti vari depositi di età plio-quaternaria: l'Autore inserì nel Villafranchiano i conglomerati presenti a ridosso del Monte di Ragogna, attribuendo poi al "Diluvium" i depositi alluvionali visibili in scarpata sinistra del Tagliamento a Ragogna; i depositi glaciali sarebbero stati depositi nella fase successiva dell'"Anfiteatro morenico".

Nel Foglio 25-Udine della Carta Geologica delle Tre Venezie alla scala 1:100.000 FERUGLIO (1925a; 1929b) introdusse lo schema delle glaciazioni proposto da PENCK & BRÜCKNER (1909); in questo ed in altri lavori (FERUGLIO, 1920; 1925a; 1929a; 1929b) l'Autore attribuì la parte occidentale dell'anfiteatro tilaventino al "Würm" ed agli stadi "postglaciali". Negli stessi lavori gran parte della pianura venne ritenuta del "Diluviale recente", inteso come ultima fase di sedimentazione legata all'espansione glaciale "würmiana". Nel citato Foglio 25-Udine i conglomerati presenti lungo la scarpata sinistra del Tagliamento a ridosso del Monte di Ragogna furono definiti "Conglomerati di varia età" e

“Conglomerati di età incerta, forse Villafranchiani in parte ed in parte quaternari”. Descrizioni più dettagliate di questi depositi si hanno sempre ad opera di FERUGLIO (1929a), che mise in evidenza la presenza di paleosuoli, definiti come livelli di “ferretto”, intercalati a ghiaie.

Nel Foglio 24-Maniago della Carta Geologica delle Tre Venezie alla scala 1:100.000 (ZENARI, 1927; 1929) furono distinti “Depositi fluvioglaciali ed alluvionali terrazzati diluviali” dalle “Alluvioni attuali postglaciali”, mentre i conglomerati presenti presso Maniago Libero, nel Foglio indicati come “Conglomerati diluviali di varia età”, vennero attribuiti da FERUGLIO (1929a) all’“interglaciale Riss-Würm”.

I depositi glaciali della regione furono cartografati da SACCO (1937), che riprese una precedente interpretazione di NIEVO (1908) ed attribuì alla cerchia più esterna dell’anfiteatro morenico del Tagliamento (estesa secondo questo Autore fino a Ragogna) un’età “mindeliana”, a quella più rilevata un’età “rissiana” ed a quelle interne e meno sviluppate un’età “würmiana”.

A COMEL si deve una serie di importanti lavori di carattere geologico-pedologico inerenti l’anfiteatro morenico del Tagliamento e la pianura friulana (COMEL, 1938; 1939; 1955; 1956; 1957; COMEL *et alii*, 1982). COMEL effettuò anche il rilevamento delle formazioni quaternarie del Foglio 39-Pordenone della Carta Geologica delle Tre Venezie alla scala 1:100.000 (COMEL & FERASIN, 1956), in cui operò una distinzione dei bacini di alimentazione dei depositi alluvionali costituenti questa porzione della pianura veneto-friulana.

GORTANI (1959), riprendendo i lavori dei vecchi Autori, pubblicò la carta della glaciazione “würmiana” in Friuli, in cui appare una ricostruzione dell’espansione glaciale “würmiana” che poi sarà utilizzata acriticamente in tutti i lavori successivi fino ad oggi: in essa il limite superiore della massa glaciale nell’area prealpina e nell’anfiteatro venne posto a quote molto elevate, in quanto fu fatto erroneamente coincidere con le tracce di glaciazioni più antiche.

Negli anni ’70 e ’80, per motivi applicativi ed in conseguenza degli eventi sismici del 1976, gli studi geologici dei depositi quaternari nell’area riguardarono tematiche più specifiche. Tra i più significativi, in quanto fonte di un’imponente massa di dati (spesso relativi ad affioramenti effimeri), si ricordano i lavori eseguiti in prospettiva sismica (CARRARO & PETRUCCI, 1977; MARTINIS (Ed.), 1977; CAVALLIN & MARTINIS, 1981; ZANFERRARI *et alii*, 1982; SLEJKO *et alii*, 1987), nonché gli studi di microzonazione sismica facenti parte dei piani regolatori di buona parte dei Comuni; i numerosi lavori riguardanti l’idrogeologia della pianura friulana (STEFANINI S., 1972; 1978; STEFANINI S. & CUCCHI, 1977; STEFANINI S. & VAIA, 1977); la raccolta sistematica dei dati di sottosuolo (STEFANINI S., 1986; REGIONE AUTONOMA FRIULI-VENEZIA GIULIA, 1990a); gli studi geomorfologici (CARRARO & PETRUCCI, 1982; CROCE & VAIA, 1985; CAVALLIN *et alii*, 1987; VENTURINI C., 1988; 2003; CASTIGLIONI (Ed.), 1997).

Recentemente i rilevamenti di dettaglio hanno portato ad un miglioramento delle conoscenze sull'evoluzione dei conoidi alluvionali del Cellina e del Meduna (AVIGLIANO *et alii*, 2000; 2002a; 2002b) e dell'anfiteatro morenico tilaventino (PAIERO & MONEGATO, 2003; CASTIGLIONI, 2004; MONEGATO *et alii*, 2007).

PROGETTO
CARG

III - INQUADRAMENTO GEOLOGICO E LINEAMENTI STRUTTURALI

(M.E. Poli, A. Zanferrari)

Nell'attuale quadro cinematico del sistema Alpi-Appennino, l'area del Foglio "Maniago" è situata a cavallo del fronte pliocenico-quadernario della catena Sudalpina orientale SSE-vergente (CSO) e del relativo avampaese (Fig. 2). La catena si estende dalla faglia Schio-Vicenza a ovest (SV in Fig. 2) al sistema di Idrija, che interessa l'area a cavallo del confine italo-sloveno; a nord viene separata dal sistema di falde dell'Austroalpino ad opera del Lineamento Periadriatico (LP in Fig. 2).

L'avampaese comprende la quasi totalità della pianura veneta orientale e friulana e l'*offshore* adriatico.

Nel suo insieme la catena Sudalpina, parte del settore settentrionale della microplacca Adria, rappresenta un sistema a pieghe e sovrascorrimenti retrovergente rispetto a quella Alpina (cfr. SCHMID *et alii*, 2004 e bibl. cit.).

Contrariamente alla parte interna della CSO, dove sono presenti anche scaglie di basamento, nell'area friulana centro-meridionale, in cui rientra il Foglio, la CSO è formata solo da sovrascorrimenti pellicolari di copertura (*thin-skinned thrust*) che si appilano mediamente verso meridione sull'avampaese e ne incorporano porzioni successive mediante l'attivazione di nuovi sovrascorrimenti (cfr. ZANFERRARI *et alii*, 2008a).

L'architettura della catena è profondamente influenzata dalle eredità strutturali sia della tettonica estensionale e della paleogeografia mesozoiche che della tettonica compressiva che nel Paleogene ha originato la catena Dinarica esterna W-vergente: ne risultano condizionate le geometrie delle unità tettoniche sudalpine e la loro evoluzione.

Nel sottosuolo del Foglio è presente un basamento pre-alpino che si ritiene costituito dalle successioni paleozoiche non- o semi-metamorfiche (Caradociano-Bashkiriano), che affiorano a nord del sistema della faglia Valsugana-Fella-Sava (V e FS in Fig. 2) nelle Alpi Carniche centrali e orientali (VENTURINI C., 1990; VENTURINI C. *et alii*, 2002), dove formano la catena Paleocarnica varisca e la sua copertura tardo-orogena (Moscoviano *p.p.*-Artinskiano). Corrispondenti successioni del Permiano inferiore sono state incontrate, tra 7.130 e 7.350 m di profondità dal l.m., nel pozzo AGIP Amanda 1 bis (CATI *et alii*, 1989b), ubicato nell'*offshore* adriatico 25 km a sud della foce del Tagliamento (Fig. 3).

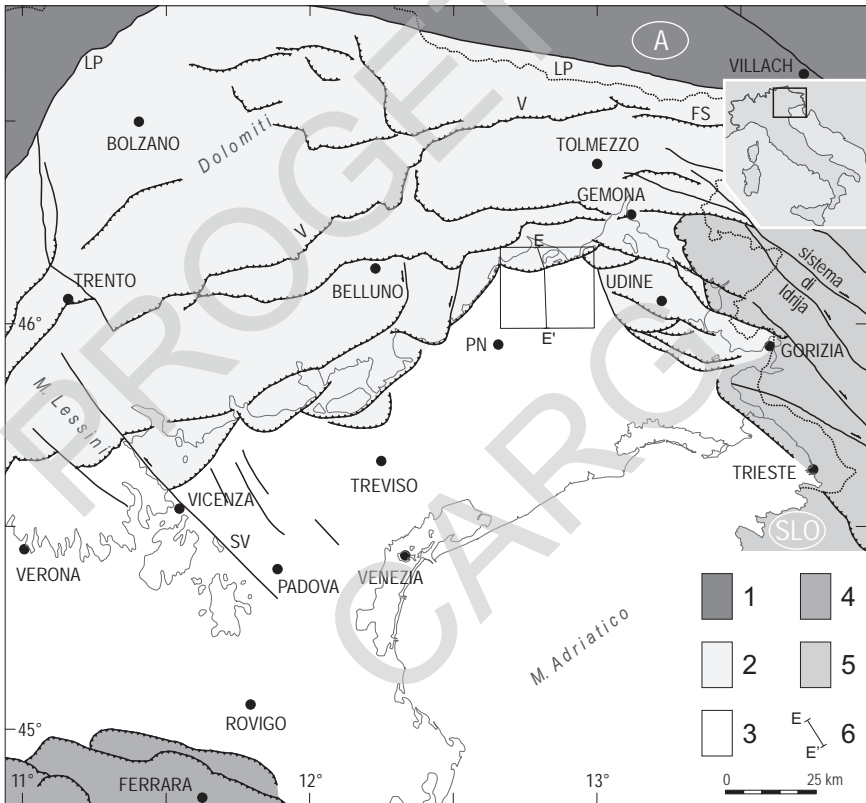


Fig. 2 - L'area del Foglio 065 "Maniago" nel quadro del sistema Alpi-Appennino.

Legenda:

1 - Austroalpino; 2 - catena Sudalpina orientale; 3 - avampaese sudalpino orientale, condiviso con la catena Appenninica settentrionale; 4 - catena Appenninica settentrionale; 5 - regione a prevalente strutturazione dinarica paleogenica; 6: traccia del profilo E-E' del Foglio. LP: Lineamento Periadriatico; V e FS: sistema della faglia Valsugana-Fella-Sava; SV: faglia Schio-Vicenza.

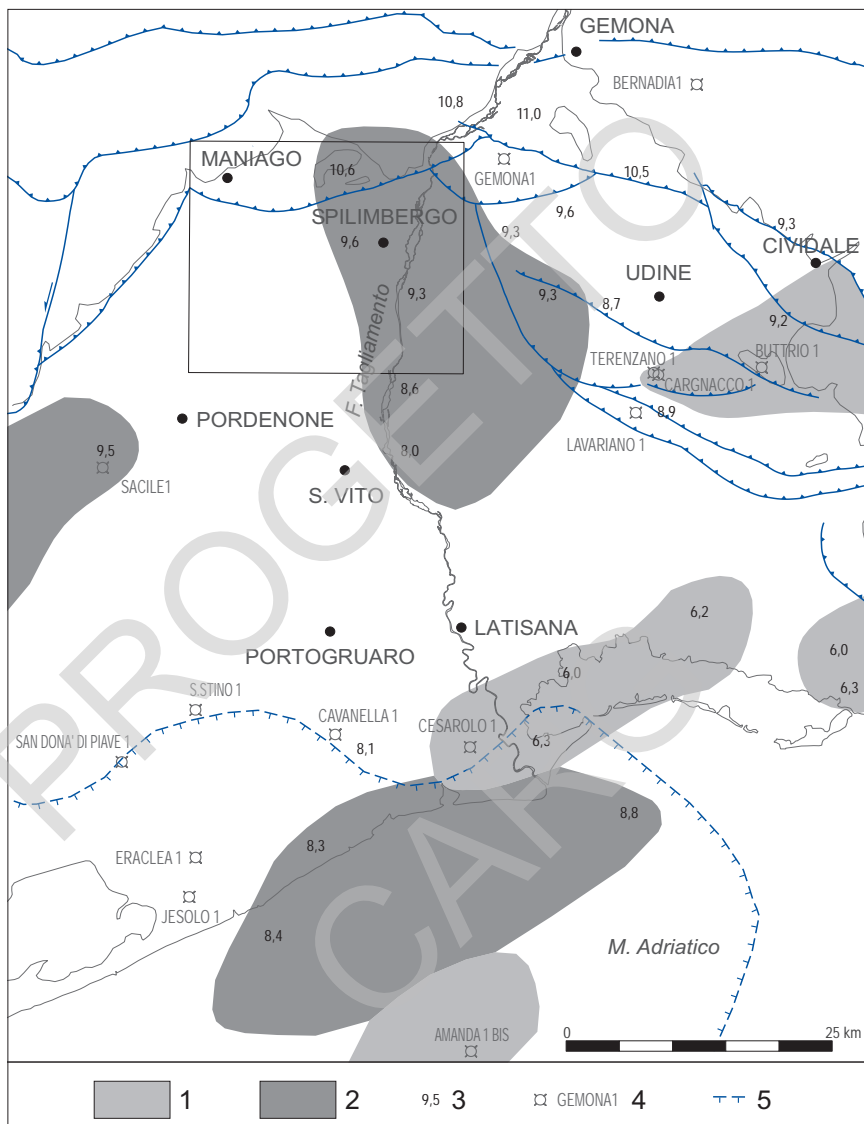


Fig. 3 - Carta strutturale del basamento magnetico, con la distribuzione dei maggiori corpi vulcanico-vulcanoclastici di età ladinica (1) e carbonifera (2) individuati dal rilievo aeromagnetico (da CATI et alii, 1989a, modificata); la profondità in km (3) si riferisce al tetto del basamento o dei corpi vulcanico-sedimentari. Sono riportati i pozzi esplorativi per ricerca di idrocarburi (4), un tratto del margine della Piattaforma Carbonatica Friulana verso il Bacino di Belluno (5) e i principali sovrascorimenti della catena Sudalpina orientale, che nell'area rappresentata sono tutti di copertura.

Al basamento varisco viene fatto corrispondere il basamento magnetico: il rilievo aereomagnetico realizzato dall'AGIP (CATI *et alii*, 1989a) ne ha definito profondità e andamento del tetto (Fig. 3). Tale superficie risulta in approfondimento da sud verso nord, testimoniando il sottoscorrimento dell'avampaese sotto il fronte sudalpino: la profondità passa da circa 8,1 km in corrispondenza della costa adriatica a oltre 11 km sotto Gemona.

In corrispondenza del settore orientale il rilievo aereomagnetico ha inoltre evidenziato un grande corpo di vulcaniti basiche, che sono attribuite alla Formazione del Dimon (Tournaisiano-Viseano inferiore della catena Paleocarnica: LÄUFER *et alii*, 1993); il tetto del corpo vulcanico passa da circa 8,6 km di profondità (a sud) a circa 10,6 km (a nord).

1. - EVOLUZIONE PERMO-MESOZOICA:

LA PIATTAFORMA CARBONATICA FRIULANA E I BACINI

La successione alpina nell'area carnica inizia nel Permiano Superiore con la *breccia di Tarvisio* (incontrata tra 7.070 e 7.130 m di profondità nel pozzo Amanda 1 bis) e/o il *conglomerato di Sesto*. La successione permio-triassica è quella classica della regione carnico-dolomitica (ANTONELLI *et alii*, 1990; CARULLI *et alii*, 1998; 2000a; 2000b; 2003; VAI *et alii*, 2002; VENTURINI C., 1990; e relative bibliografie) e presenta due unità, che nella tetto-genesi cenozoica costituiscono due fondamentali orizzonti di scollamento: la Formazione a Bellerophon (Permiano sup.) e la *formazione di Travenanzes* (Carnico sup.). Il secondo è posto alla base di una successione carbonatica dell'ordine di 1.100-1.600 metri di spessore, costituita dalla Dolomia Principale (Carnico sup.-Retico), dal *calcare del Dachstein* (Retico) e dal Gruppo dei Calcari Grigi (Hettangiano-Carixiano nell'area friulana centrale).

La base della potente successione carbonatica corrisponde a un importante orizzonte sismostratigrafico, che appare ben definito sulle sezioni sismiche industriali, nell'interpretazione delle quali viene chiamato tradizionalmente “*unconformity carnica*”.

La paleogeografia della regione, che aveva iniziato a differenziarsi in bacini e piattaforme di ridotte dimensioni già nel Triassico medio e poi di nuovo, più ampiamente, nel Triassico sup.-Giurassico inf., si configura definitivamente nel Giurassico medio (Fig. 4). Essa è dominata dalla Piattaforma Carbonatica Friulana (PCF) (CATI *et alii*, 1989b), in cui ricade totalmente l'area del Foglio.

La proiezione in superficie del margine della PCF è indicata nella figura 3: la posizione è “media” ed è sostanzialmente riferita al Cretacico superiore, in quanto il margine, ben definito stratigraficamente da una serie di pozzi AGIP esplorativi (Fig. 3), è stato interessato da ripetute progradazioni e retrogradazioni (CATI

et alii, 1989b). Il caratteristico andamento planimetrico a gradini del margine della PCF evidenzia l'impostazione del sistema bacini - PCF in un quadro tettonico dominato da faglie estensionali a direzione NW-SE segmentate da faglie trascorrenti o transtensive NE-SW (in coordinate attuali).

La PCF è circondata da un dominio bacinale (Fig. 4), nel quale tradizionalmente si distinguono in senso antiorario il Bacino Sloveno (o di Tolmino o Giulio Auct.), impostatosi già nel Ladinico (BUSER, 1989), il Bacino Carnico, apertosi nel Norico (PODDA & PONTON, 1997) e il Bacino di Belluno, che si fa risalire al Giurassico inferiore. In questa sede, anche sulla base dei dati raccolti per la realizzazione del Foglio 049 "Gemona del Friuli" e in quelli contigui nell'ambito del Progetto CARG-FVG, il primo e il secondo sono unificati nel "Bacino Carnico-Sloveno" (BCS) per quanto riguarda la paleogeografia del Triassico superiore e del Giurassico-Cretacico.

Nel settore occidentale la PCF si sviluppò nel Giurassico inferiore sui blocchi meno subsidenti (tasso medio di subsidenza: 0,05 mm/a), con un annegamento marginale al passaggio Giurassico inferiore-medio che produsse sottoalimentazio-

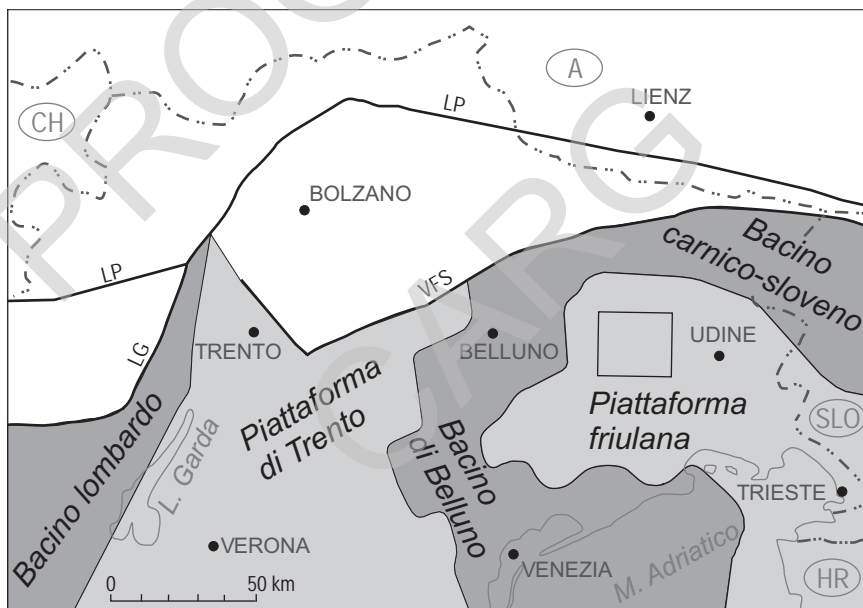


Fig. 4 - Schema della paleogeografia del Sudalpino centro-orientale tra il Giurassico medio e la fine del Cretacico. L'andamento del margine della PCF è ben definito in avampaese sulla base dei numerosi dati delle indagini per la ricerca di idrocarburi; nel settore settentrionale, in corrispondenza del Bacino Carnico-Sloveno, non è palinspastico e quindi solo indicativo. LP: Lineamento Periadriatico; LG: faglie delle Giudicarie-S e della V. Trompia; VFS: sistema della faglia Valsugana-Fella-Sava.

ne del Bacino di Belluno, il quale raggiunse allora il primo massimo di profondità (PICOTTI *et alii*, 2003). Un secondo e fondamentale picco di subsidenza si ebbe tra l'Oxfordiano superiore e il Kimmeridgiano inferiore (0,25 mm/a), che determinò una rapida aggradazione di quasi 1 km della PCF e una corrispondente fortissima sottoalimentazione del Bacino di Belluno, il quale raggiunse una paleobatimetria di circa 1.400 m (FANTONI *et alii*, 2002). Nel Giurassico finale-Cretacico inferiore la velocità di subsidenza scese nuovamente fino a 0,02 mm/a, con un tasso di sedimentazione dello stesso ordine di grandezza in bacino (0,01 mm/a).

Mancano i corrispondenti valori di subsidenza e di tasso di sedimentazione per il BCS; tuttavia, sulla base della sostanziale analogia delle litofacies e dei relativi spessori tra la successione bacinale slovena e quella bellunese, si ipotizzano valori simili.

Questa evoluzione, che continuò nel Cretacico Superiore, produsse nella PCF uno spessore di carbonati dell'ordine di 2,5-3 km tra il Giurassico medio e la fine del Cretacico; nel Bacino di Belluno, e presumibilmente anche nel BCS, nel Cretacico Superiore si raggiunse una paleobatimetria di 1.200-1.500 m (FANTONI *et alii*, 2002).

2. - EVOLUZIONE PALEOGENICA:

IL SISTEMA CATENA-AVANFOSSA DINARICO

Nel Senoniano, la parte del BCS situata nella regione di Bovec-Tolmin (bacino del Fiume Isonzo, Slovenia occidentale) cominciò ad essere interessata dalla sedimentazione di successioni torbiditiche legate alla strutturazione della catena Dinarica esterna (COUSIN, 1981).

Con l'inizio della sedimentazione delle torbiditi senoniane il Bacino Sloveno *s.s.* diventò parte dell'avanfossa dinarica che, nel contesto della migrazione del sistema catena-avanfossa verso WSW (DOGLIONI & BOSELLINI, 1987), raggiunse nel Maastrichtiano l'area a cavallo del confine italo-sloveno. L'avanfossa si estese verso ovest fino all'Eocene medio, in modo da comprendere la porzione orientale del Foglio, sempre sulla PCF annegata oppure su di una nuova piattaforma carbonatica che localmente si sviluppò tra il Paleocene e l'Eocene inferiore (VENTURINI S., 2002; ZANFERRARI *et alii*, 2008a).

Nel sottosuolo della pianura friulana centrale il fronte dinarico più recente ed esterno (MERLINI *et alii*, 2002; ZANFERRARI *et alii*, 2008a), è rappresentato dal sovrascorrimento di Palmanova, cartografato nel Foglio 066 "Udine" (APAT - SERVIZIO GEOLOGICO NAZIONALE, 2008) come "faglia sepolta", in quanto sigillata dalla base del "Gruppo di Cavanella" (Aquitano-Langhiano).

Nel settore delle Prealpi Carniche centro-orientali situato immediatamente a nord del Foglio "Maniago", il fronte dinarico più esterno va posto, invece, una

quindicina di km più a ovest di quello di Palmanova, nella bassa valle del Torrente Meduna, per la presenza di altre due unità tettoniche dinariche minori ubicate esternamente rispetto al sovrascorrimento di Palmanova stesso (Unità dell'Arzino e Unità del M. Ciaurlec: Fig. 63).

La tetto-genesi dinarica viene fatta terminare nell'Eocene superiore.

Anche nella regione prealpina carnica centro-orientale l'evento Dinarico fu di grande importanza: nell'area del Foglio "Maniago", in particolare, esso determinò all'inizio del Maastrichtiano l'estinzione della PCF per emersione, che perdurò fino al Daniano; questa fu seguita da un rilevante annegamento fino a batimetrie batiali con accumulo tra il Selandiano e l'Ypresiano, sul settore nord-orientale dell'antica PCF, di almeno un migliaio di m di emipelagiti con breccie carbonatiche e bioclastiche (*scaglia rossa friulana*) e di torbiditi fini (*flysch di Clauzetto*). In generale, l'entità del raccorciamento crostale dinarico, in direzione est-ovest, fu dell'ordine di molte decine di km (oltre 60 km sono stimati nella Slovenia occidentale: PLACER, 1981).

Esaminando in dettaglio l'evoluzione della PCF nell'area del Foglio e in quella contigua durante l'evento Dinarico, si evince una serie di differenziazioni paleoambientali e di episodi sedimentari e tettonici, che iniziarono con l'estinzione della PCF durante il Maastrichtiano, qui per emersione. In tale periodo, infatti, a causa del carico tettonico della catena dinarica migrante verso ovest lo *slope* e la porzione più orientale della PCF furono annegati da gradinate di faglie normali (Prealpi Giulie: TUNIS & VENTURINI S., 1992) o flessurati verso est (sottosuolo della pianura udinese: VENTURINI S., 2002; ZANFERRARI *et alii*, 2008a).

Viceversa, i settori centrali della PCF (Prealpi Carniche centro-orientali e sottosuolo della antistante pianura friulana: FANTONI *et alii*, 2002; ZANFERRARI *et alii*, 2008b e bibl. cit.) furono sollevati e sottoposti ad erosione subaerea e ad incarsimento (es.: IACCARINO & ROVERI, 1964) all'incirca dal Maastrichtiano inferiore al Paleocene inferiore, costituendo in tale periodo il rialzo periferico (*peripheral bulge*) della catena Dinarica esterna.

Nel settore del M. Jouf, l'emersione è testimoniata dalla morfologia erosionale della superficie che separa i calcari del Maastrichtiano basale dalle breccie bioclastiche a macroforaminiferi con matrice marnosa rossa (*scaglia rossa friulana*) del Selandiano, oltre che dalla lacuna stessa.

Nel Paleocene medio-superiore - Eocene inferiore si verificò una delle maggiori fasi di crescita della catena, che nel Friuli centro-orientale è testimoniata anche dalle colossali frane sottomarine del *flysch del Grivò* (CATANI & TUNIS, 2000) prodotte dall'erosione tettonica del margine della PCF. L'avanzare del sistema di sovrascorrimenti determinò una rapida e rilevante subsidenza della parte dell'antica PCF prossima al fronte, tale da consentire l'accumulo tra il Selandiano e l'Ypresiano della *scaglia rossa friulana* e del *flysch di Clauzetto*.

L'area del Foglio fu infine raggiunta nell'Eocene medio-superiore dal fronte dinarico, che ne incorporò la parte centro-orientale, che fu sollevata e quindi sottoposta ad erosione subaerea fino alla fine dell'Oligocene.

3. - EVOLUZIONE NEOGENICO-QUATERNARIA: L'EVENTO INSUBRICO E IL SISTEMA CATENA-AVANFOSSA DEL SUDALPINO ORIENTALE

A partire dall'Oligocene superiore, la contemporanea indentazione della placca Adriatica al di sotto del sistema alpino *s.s.* (CASTELLARIN *et alii*, 2006) e la trascorrenza destra lungo il Lineamento Periadriatico (MASSARI, 1990; RATSCHBACHER *et alii*, 1991; FODOR *et alii*, 1998), hanno portato alla formazione della catena a pieghe e sovrascorrimenti SE-vergenti delle Alpi Meridionali orientali (DOGLIONI & BOSELLINI, 1987; CASTELLARIN & CANTELLI, 2000).

L'evoluzione tettonico-sedimentaria dell'area del Foglio "Maniago" e di quelle limitrofe tra il Miocene e l'Attuale è caratterizzata da due eventi contrazionali, a loro volta polifasici: l'evento Insubrico e quello Neoalpino. Nella letteratura regionale relativa, apparsa a partire dagli anni '80, esistono tuttavia differenze di vario peso sia per la nomenclatura dei due eventi sia per la loro suddivisione in fasi che per la relativa cinematica e l'inquadramento nell'evoluzione tettonica recente del sistema Alpi-Appennino.

Parte delle differenze in oggetto sono derivate innanzi tutto da una incompleta conoscenza del quadro tettonico e sedimentario del sottosuolo della pianura veneto-friulana, quadro ora realizzato. In secondo luogo, molto peso ha avuto un approccio cinematico fuorviante che ha portato a considerare il campo locale di sforzo, determinato cioè da una risposta spesso legata a situazioni geometriche e reologiche ereditate, come campo regionale di sforzo da estendere a tutta la catena sia per numero che cronologia delle fasi. Pertanto, il quadro evolutivo qui presentato e riferito in generale alla regione comprendente il Veneto orientale, il Friuli, la Slovenia occidentale e la pianura veneto-friulana, si basa:

- a) su una conoscenza del sottosuolo della pianura aggiornata e ormai esaustiva dal punto di vista biostratigrafico (MANCIN *et alii*, 2005) e da quelli stratigrafico-sedimentologico e strutturale (FANTONI *et alii*, 2002; MERLINI *et alii*, 2002; GALADINI *et alii*, 2005);
- b) su una più ampia conoscenza dei caratteri strutturali dell'area prealpina antistante, che deriva sia da lavori pubblicati (POLI *et alii*, 2002; GALADINI *et alii*, 2005) che soprattutto dalla cartografia di dettaglio, dalle analisi mesostrutturali, biostratigrafiche, sedimentologiche, petrografiche e isotopiche effettuate per la realizzazione dei Fogli del Progetto CARG-FVG.

I caratteri stratigrafici e sedimentologici della successione miocenica dell'avampaese/avanfossa sudalpina orientale in affioramento ("molassa veneto-

friulana” *Auctt.*) sono trattati esaustivamente in MASSARI *et alii* (1986a; 1986b; 1994) e MELLERE *et alii* (2000).

3.1. - EVENTO INSUBRICO

Durante questo evento, definito in MASSARI (1990) e sviluppatosi tra l’Oligocene finale e il Langhiano, la regione veneto-friulana e l’*offshore* adriatico vennero a trovarsi in un ambito di avampaese distale, con rialzo periferico situato inizialmente nel settore a cavallo dell’attuale costa. Una debolissima flessurazione crostale verso nord, inferiore a un grado (FANTONI *et alii*, 2002), fu la risposta al carico topografico indotto da lontani sollevamenti in atto nella zona alpina, come testimonia l’associazione dei minerali pesanti (MASSARI *et alii*, 1986a), che evidenzia l’abbondanza di metamorfiti in facies anfibolitica nell’area-sorgente.

Il bacino di avampaese si estese lentamente verso SSW, di modo che l’ubiquitario sistema di sottili piattaforme terrigeno-carbonatiche del “Gruppo di Cavanella” (*sensu* AGIP), in Friuli privo dei livelli oligocenici, raggiunse solo nel Burdigaliano l’attuale area costiera, sigillando l’antica topografia oligocenica con spessori dell’ordine delle molte decine di metri contro qualche centinaio di metri nell’area collinare veneto-friulana. Nell’area del Foglio le successioni aquitaniano-langhiane sono presenti solo nelle colline fra Maniago e Cavasso Nuovo, oltre che nel sottosuolo (cfr. profilo geologico E-E’). Tali unità sono intensamente coinvolte nel sistema di sovrascorrimenti frontali, in parte ciechi.

3.2. - EVENTO NEOALPINO

Nell’intervallo Serravalliano-Attuale si è strutturata la catena Sudalpina orientale in più fasi (CASTELLARIN *et alii*, 1992), che in letteratura hanno nome, durata e cinematica più o meno differenti. Ciò anche a causa delle ripetute oscillazioni della direzione di massima compressione σ_1 (locale) tra NNW-SSE e NW-SE, direzione che è stata misurata nelle rocce di età tortoniano-pleistocenica media del settore prealpino veneto orientale-friulano (CAPUTO *et alii*, 2003). Per le considerazioni prima espresse e relativamente a tale settore, si preferisce distinguere due fasi neoalpine principali.

3.2.1. - Fase serravalliano-messiniana

La prima fase, dal Serravalliano al Messiniano, è la più importante sia come effetti strutturali che per il depocentro che si creò nell’avanfossa sudalpina.

Nella regione considerata, comprendente il Foglio, la direzione di contrazione crostale oscilla tra NNW-SSE e NW-SE (CAPUTO *et alii*, 2003); la direzione della maggior parte dei sovrascorrimenti e delle relative pieghe è compresa fra N45° e N70° E.

In tale intervallo, il rapido avanzare verso SE del fronte della catena Sudalpina orientale in forte sollevamento determinò la formazione di una avanfossa con depocentro nell'area prealpina veneta orientale e friulana (MASSARI *et alii*, 1986a; 1986b; FANTONI *et alii*, 2002). Il relativo cuneo clastico, potente oltre 2.500 m nelle Prealpi carniche, si assottiglia però rapidamente verso la costa adriatica (appena 225 m nel pozzo Cavanella 1; 0 m in pozzi profondi per acqua della zona di Grado, sulla costa a sud di Udine). L'entità della flessurazione dell'avampaese è stata calcolata in circa 5-6° (FANTONI *et alii*, 2002). La composizione dei clasti, con forte prevalenza di carbonati, evidenzia la provenienza da aree prossimali, di pertinenza sudalpina.

Oltre che nel sottosuolo della pianura, la successione serravalliano-messiniana è presente nell'area collinare, coinvolta nel sistema di sovrascorrimenti frontali in parte ciechi e, come la precedente, fortemente tettonizzata e con numerose ripetizioni tettoniche.

Con la deposizione del *conglomerato del Montello* (Tortoniano superiore-Messiniano inferiore) l'avanfossa venne colmata e diventò, nel Pliocene e soprattutto nel Quaternario, un bacino di avampaese moderatamente subsidente.

3.2.2. - Fase pliocenico-quadernaria

L'evoluzione pliocenico-quadernaria dell'area del Foglio e circostante è segnata dall'attivazione e dall'intensa evoluzione del sistema di sovrascorrimenti al margine dei rilievi prealpini, il più esterno dei quali è quello Arba-Ragogna. In parte essi sono ciechi nella pianura, la quale presenta varie evidenze di deformazioni e dislocazioni anche recentissime.

Com'è noto, nell'area friulana centrale la direzione di raccorciamento sembra essere legata a un σ_1 locale N-S, ma che in realtà è distribuito a ventaglio tra NNW-SSE e NNE-SSW procedendo da ovest a est. Questo fatto, legato alla forma del cuneo di avampaese che si affonda sotto al fronte sudalpino orientale, trova una conferma nella distribuzione della sismicità minore (BRESSAN *et alii*, 1998).

Nell'area del Foglio, situata nel settore friulano centro-occidentale, sulle rocce più recenti di età documentata (Messiniano, Pliocene superiore-Pleistocene inferiore) sono prevalenti gli indicatori cinematici che indicano trasporto verso SE-SSE; localmente è possibile provare la sovrapposizione di una più recente traslazione verso sud o anche (Ragogna) verso SW. A testimonianza

dei complessi rapporti cinematici esistenti tra i vari sistemi di sovrascorrimento attivi dell'area friulana centrale, è esemplare l'accavallamento del Forte del M. di Ragogna (Capitolo VIII - Tettonica: n. 12) situato nell'angolo nord-orientale del Foglio, che ritaglia una porzione dell'estremità orientale dell'unità di tetto del sovrascorrimento Arba-Ragogna e la appila verso SW, a causa della locale transpressione prodotta dalla rampa obliqua del sovrascorrimento Susans-Tricesimo.

Nell'ambito del Foglio "Maniago" sono localmente percepibili effetti legati ad eredità della tetto-genesi dinarica più esterna e recente. Si tratta, in particolare, dell'immersione verso ENE dell'Unità del M. Jouv (n. 7 in Fig. 63) e di parte di quella di Sequals (n. 5) contro il margine occidentale dell'Unità di Pielungo (n. 6), in quanto probabilmente sopravvivono gli originari rapporti giacitureali tra l'avampaese dinarico e la rampa frontale dell'accavallamento dinarico più esterno (v. Capitolo VIII - Tettonica).

L'interpretazione delle linee sismiche a riflessione industriali evidenzia nell'area del Foglio imponenti effetti erosionali legati alla *crisi di salinità del Messiniano* (v. profilo geologico E-E'). Durante tale evento si sono estese le condizioni ambientali continentali instauratesi durante la sedimentazione del membro superiore del *conglomerato del Montello*, con generalizzati processi erosivi e l'impostazione di un paleodrenaggio principale in direzione NE-SW verso l'area veneta orientale.

Dalla ricostruzione regionale che deriva dai fogli CARG-FVG 049 "Gemona del Friuli", 065 "Maniago" e 086 "San Vito al Tagliamento" (ZANFERRARI *et alii*, 2008b), nonché da quella alla scala di tutto il "Bacino veneto-friulano" di DI GIULIO *et alii* (in stampa), si evince che la depressione presente nel tratto meridionale del profilo E-E', corrisponde alla valle messiniana del paleo-Tagliamento. Il fiume usciva dai rilievi presso Osoppo come attualmente, ma confluiva all'incirca in corrispondenza della zona di Oderzo (Treviso) nel paleo-Piave, che a sua volta scendeva dalla regione dolomitica secondo un asse N-S per Fadalto e Vittorio Veneto. La base della paleovalle del Tagliamento supera attualmente i 900 m di profondità dal livello del mare ed è stata colmata in modo diacrono da sedimenti fini marino-salmastri (Pliocene inferiore-?medio) e quindi da depositi ghiaiosi e sabbiosi deltizi e alluvionali.

La successione pliocenica si ispessisce moderatamente al letto del sovrascorrimento più esterno - Arba-Ragogna - e poi si ritrova in un marcato depocentro al letto del *thrust* di Maniago, rappresentato all'estremità settentrionale del profilo E-E'. Quest'ultimo depocentro potrebbe rappresentare un altro asse di drenaggio messiniano, vincolato per posizione e geometrie dalle faglie del fronte in crescita durante il Messiniano.

Per la valutazione dell'attività pliocenico-quadernaria del fronte della catena Sudalpina orientale e degli effetti flessurali di questo e del fronte nord-appenninico

sull'avampaese veneto-friulano che essi condividono, è assai significativo il confronto fra:

- il potente cuneo clastico del *conglomerato del Montello* che raggiunge il migliaio di metri solo con il suo membro superiore (MON₃, Messiniano inferiore *p.p.*),
- il piccolo cuneo clastico pliocenico lungo l'Arba-Ragogna, spesso circa 200-250 metri, e
- l'ispessimento appena percettibile della successione quaternaria, potente circa 400 metri in totale.

Questi dati, oltre a quantificare per il Pliocene-Quaternario l'entità relativamente modesta e il decrescere nel tempo della flessurazione dell'avampaese veneto-friulano verso nord sotto il carico del sistema di sovrascorrimenti frontali sudalpini, evidenziano anche un drastico cambiamento del motore della flessurazione stessa, che durante il Pliocene inferiore diventa il carico tettonico del sistema frontale della catena Appenninica che in questo settore migra verso NE.

Ciò è confermato con grande evidenza dall'andamento delle isobate della base dei depositi quaternari, che anche nell'area del Foglio presentano un gradiente NE-SW, aumentando da 140 m dal l.m. a NE a 480 metri dal l.m. a SW.

Il modesto carico tettonico del sistema frontale sudalpino in corrispondenza delle Prealpi carniche è, inoltre, in ottimo accordo con le caratteristiche geometriche delle faglie stesse, che nei 2-3 km più superficiali formano ripide rampe, che poi si attenuano rapidamente per passare in *flat* in litologie reologicamente più deboli (tipica la *marna di Tarzo*) o in corrispondenza di forti contrasti di competenza, come quello rappresentato dalla superficie-limite fra il tetto dei carbonati mesozoici e la successione di sottili torbiditi del *flysch di Clauzetto*.

IV - EVOLUZIONE GEOLOGICA QUATERNARIA E CARATTERISTICHE DEI BACINI IDROGRAFICI

(R. Avigliano, G. Monegato, G. Paiero)

Il Foglio “Maniago” ricade in parte sul fronte attivo della catena Sudalpina orientale (CSO) ed in parte nel settore nord-orientale del suo avampaese, cui corrisponde l’antistante pianura. Su questa il Fiume Tagliamento e i torrenti Cellina, Meduna, Arzino ed altri secondari trasportano e depositano i sedimenti derivanti dallo smantellamento della porzione della CSO, in cui si sviluppano i relativi bacini idrografici montani.

La quantità di sedimenti che entrano nel bacino di avampaese dipende dalle vicende avvenute all’interno dei bacini idrografici montani (fasi tettoniche ed eventi climatici). La forma e le dimensioni dei corpi sedimentari nella zona prossima al margine attivo sono fortemente condizionate dall’evoluzione tettonica del margine stesso e scarsamente dalle variazioni eustatiche.

La risposta dei singoli bacini montani alle variazioni climatiche globali si è quindi direttamente riflessa sui processi sedimentari avvenuti nell’alta pianura friulana dove, allo sbocco delle vallate dei maggiori bacini idrografici, si sono formati conoidi alluvionali polifasici, prevalentemente ghiaiosi. La successione dei depositi che costituisce questi sistemi deposizionali non è continua. Sono infatti intercalati a varie profondità superfici erosive non sempre chiaramente distinguibili e lembi di paleosuoli più o meno evoluti, preservatisi dall’erosione.

La presenza di paleosuoli e la marcata evoluzione di alcuni di essi indicano che durante il Quaternario l’aggradazione in ampie zone dell’alta pianura ha subito lunghi periodi di stasi. Questi ultimi hanno coinciso, probabilmente, con periodi di globale miglioramento climatico durante i quali è presumibile che i corsi d’acqua

incidessero le zone apicali ed intermedie dei conoidi, spostando più a valle il loro punto di equilibrio e favorendo la pedogenesi delle superfici dei terrazzi (condizione simile all'attuale).

L'aggradazione riprendeva invece durante le fasi di globale peggioramento climatico quando, contemporaneamente allo sviluppo delle masse glaciali nei bacini montani principali, si verificava un aumento generale della produzione di detrito, nonché delle portate liquide e solide dei corsi d'acqua.

Questi ultimi allo sbocco in pianura tendevano a rilasciare il loro carico solido colmando prima le incisioni (*backfilling*) e continuando poi l'aggradazione sulla superficie pedogenizzata dei terrazzi alluvionali. L'evoluzione dei conoidi è avvenuta per successive avulsioni dei corsi d'acqua nella loro parte apicale e intermedia (Fig. 5).

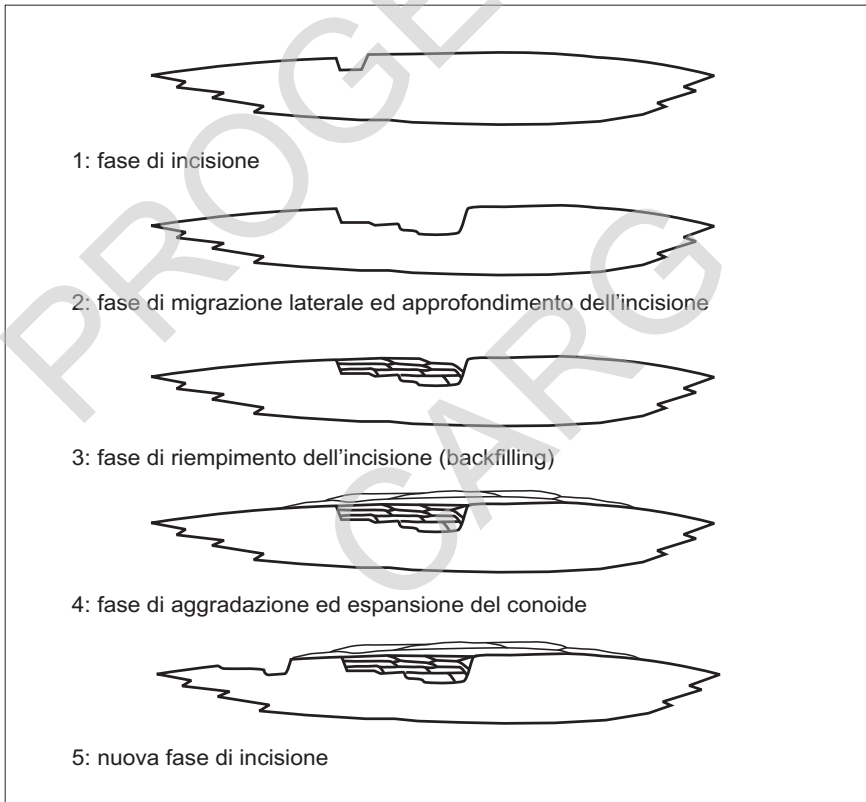


Fig. 5 - Schema delle fasi di incisione e di aggradazione dei conoidi (modificato da DE CELLES et alii, 1991).

1. - EVOLUZIONE DELL'ALTA PIANURA FRIULANA CENTRALE E OCCIDENTALE PRECEDENTEMENTE AL LGM

L'evoluzione geologica dell'area compresa nel Foglio è abbastanza ben delineata dall'Ultimo Massimo Glaciale (*Last Glacial Maximum* o LGM) in avanti; diventa invece incerta andando indietro nel tempo. La difficoltà nella ricostruzione dell'evoluzione precedente al LGM può essere imputata ad una serie di fattori: la monotonia dei depositi in termini di facies sedimentarie, la scarsità di dati cronostratigrafici, il quasi totale seppellimento subito dai depositi quaternari più antichi nel bacino sedimentario e le difficoltà di correlazione tra questi ultimi e quelli spesso dislocati e deformati presenti lungo il fronte attivo della catena. Inoltre la risposta dei bacini montani alle variazioni climatiche non è stata necessariamente isocrona e univoca. Perciò anche la correlazione cronologica tra corpi sedimentari e superfici di discontinuità appartenenti a diversi sistemi deposizionali è sempre affetta da un elevato grado di incertezza.

Nel Foglio "Maniago" i lembi di corpi sedimentari pliocenico-quaternari precedenti al LGM (*supersintema del Friuli*) sono di ambiente continentale ed affiorano prevalentemente presso lo sbocco dei principali bacini montani, al tetto dei sovrascorrimenti più esterni della CSO. Nella maggior parte dei casi si tratta di depositi di origine alluvionale e, in alcuni casi, glaciale.

Il bacino del Fiume Tagliamento rappresenta uno dei grandi bacini idrografici a livello alpino. A differenza dei bacini dei torrenti Cellina, Meduna ed Arzino, durante le fasi di peggioramento climatico le masse glaciali sviluppatesi in esso hanno più volte raggiunto la pianura formando varie cerchie moreniche alla loro fronte.

Il deposito alluvionale più antico attribuibile a questo bacino è costituito da corpi sedimentari del Tagliamento e dell'Arzino, sovrapposti od in eteropia, che affiorano nei pressi di Ragogna. Si tratta del *conglomerato di San Pietro di Ragogna*, la cui età viene stimata Pliocene sup. - Pleistocene inf. dal contenuto paleobotanico dei depositi lacustri basali. Quest'unità, deformata dall'attività del sovrascorrimento Arba-Ragogna, presenta una discordanza angolare di 15° con il *sintema di Borgo di Mezzo*, anch'esso deformato.

La successione di unità alluvionali appartenenti ai bacini del Tagliamento e dell'Arzino, che affiora lungo le scarpate che bordano l'alveo del Tagliamento a valle della forra di Pinzano (Fig. 1 f.t.), indica che durante il Pleistocene il tratto finale dell'Arzino ha variamente interagito con il corso del Tagliamento. Quando il Tagliamento transitava per Pinzano (come oggi) l'Arzino confluiva in esso, mentre invece costruiva un proprio conoide in pianura nei momenti in cui il corso del Tagliamento transitava ad est del Monte di Ragogna, come è avvenuto durante il MIS 5, quando quest'ultimo scorreva incassato nel settore tra Majano e Fagagna (ZANFERRARI *et alii*, 2008a).

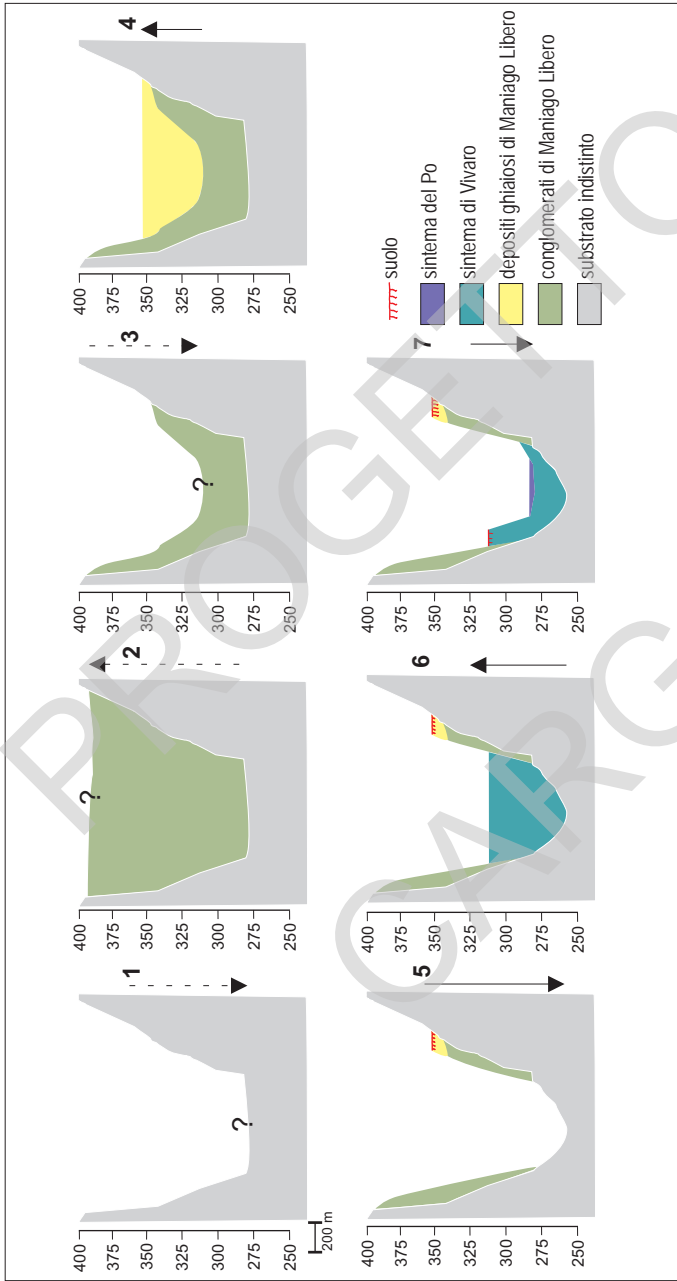


Fig. 6 - Schema interpretativo dell'evoluzione delle unità del bacino del Torrente Cellina nella sezione di Maniago Libero. 1: Incisione del Torrente Cellina, superficie-limite inferiore dei depositi continentali del supersistema del Friuli (Pliocene?); 2: fasi successive di aggradazione ed erosione, conglomerati di Maniago Libero (SF_I) (Pliocene? - Pleistocene medio); 3: incisione del Torrente Cellina, superficie-limite inferiore dei depositi ghiaiosi di Maniago Libero (Pleistocene medio); 4: aggradazione e riempimento dell'incisione, depositi ghiaiosi di Maniago Libero (SF_{II}) (Pleistocene medio); 5: incisione del Torrente Cellina, sviluppo del suolo di Maniago Libero (AVIGLIANO et alii, 2002b), superficie-limite inferiore del sistema di Vivaro (VIV) (Pleistocene superiore?); 6: aggradazione e riempimento dell'incisione, depositi del sistema di Vivaro (Pleistocene superiore - Olocene?); 7: incisione del Torrente Cellina, rimaneggiamento dei depositi nel letto del torrente, depositi del sistema del Po (POI) (Olocene-Attuale).

Sono testimonianza dell'esistenza del conoide dell'Arzino il *sintema di Borgo di Mezzo* ed il *sintema di Aonedis*, separati da un paleosuolo che richiama i modelli di *backfilling* invocati per l'evoluzione degli altri conoidi (PAIERO & MONEGATO, 2003).

I depositi del *sintema di Plaino*, affioranti a Ragogna, appartengono ad un'espansione del ghiacciaio del Tagliamento in pianura precedente al LGM e più esterna di quest'ultima; non è chiaro se il *morenico scheletrico sparso* presente sulle pendici meridionali del Monte di Ragogna (SF_{VII}: v. Fig. 32 per l'ubicazione) possa essere messo in relazione con la stessa fase di espansione.

Nell'evoluzione relativa al conoide del Cellina si possono riconoscere almeno due cicli di erosione-aggradazione avvenuti tra il Pliocene ed il Pleistocene medio nella sua parte apicale presso Ravedis. Le fasi di aggradazione sono indicate dai depositi ghiaiosi del SF_I e del SF_{II} che si trovano in rapporto di terrazzamento (Fig. 6) e che sono stati deformati e dislocati dall'attività del fronte della catena.

Nella parte mediana del conoide del Torrente Cellina il paleosuolo al tetto dei depositi del SF_{III} indica una prolungata stasi sedimentaria precedente al *backfilling* verificatosi durante la fase di aggradazione legata al LGM (AVIGLIANO *et alii*, 2002a).



Fig. 7 - Basculamento in contropendenza dei depositi ghiaiosi di Mesinis (SF_{IV} in Fig. 31) di circa 10° verso nord dovuto all'attività del sovrascorrimento di Solimbergo.

Depositi alluvionali antichi del Torrente Meduna, cementati e sollevati, sono segnalati nel tratto finale della valle presso l'abitato di Del Bianco, che ricade nel Foglio 048 "Tramonti di Sotto" (STEFANINI, 1911; FERUGLIO, 1929; ZENARI, 1929).

Depositi del Meduna attribuiti al Pleistocene medio-superiore affiorano lungo l'incisione del torrente ed in alcune cave nella parte mediana del conoide (SF_{IV}-SF_V). In particolare, quelli affioranti presso Mesinis (SF_{IV}) sono stati deformati dall'attività recente del sovrascorrimento di Solimbergo (Fig. 7).

A ridosso delle colline di Castelnovo, tra i conoidi del Meduna e dell'Arzino sono presenti depositi lacustri caratterizzati dalla presenza di sismiti (*unità di Valeriano*). Questi, datati alla parte finale del Pleistocene medio (metodo OSL), possono aver avuto origine durante la fase generale di aggradazione durante lo Stage 6. Successivamente sono stati incisi e, nella depressione formatasi, si è deposta durante tutta la prima parte del Pleistocene superiore (MIS 5-3) un'unità di natura alluvionale caratterizzata da depositi grossolani intercalati o interdigitati a depositi fini, nei quali sono presenti livelli torbosi potenti anche decine di centimetri (*unità inferiore dei bacini secondari*). Quest'evoluzione è terminata poco prima del LGM secondo le datazioni ¹⁴C effettuate sui sedimenti organici sommitali.

2. - EVOLUZIONE DELL'ALTA PIANURA FRIULANA CENTRALE E OCCIDENTALE NEL PLEISTOCENE SUPERIORE - OLOCENE

L'evoluzione geologica dell'area è meglio conosciuta a partire dalla parte finale del Pleistocene superiore, durante il quale si è delineato l'assetto geologico e geomorfologico di buona parte dei corpi sedimentari quaternari attualmente affioranti nell'ambito del Foglio. Questa fase evolutiva è dominata dalle espansioni glaciali avvenute all'interno della valle del Tagliamento, che hanno portato alla costruzione dell'anfiteatro morenico del Tagliamento e della relativa pianura pedemorenica. Contemporaneamente si è avuta l'evoluzione ed aggradazione dei conoidi allo sbocco dalle valli del Cellina e del Meduna.

Presumibilmente, prima dell'ultima fase di aggradazione, i corsi d'acqua scorrevano incassati in incisioni in una situazione simile all'attuale; la direzione dei loro deflussi in pianura ed i loro rapporti restano comunque indeterminati.

Durante il LGM lingue glaciali hanno percorso i fondovalle dei fiumi Fella e Tagliamento, mentre non è chiaro sin che misura questo sia avvenuto anche nei fondovalle dei torrenti Cellina, Meduna e Arzino. Durante questa fase un generale incremento delle portate liquide e solide dei corsi d'acqua ha causato in pianura l'aumento dei tassi di sedimentazione. L'evoluzione dei conoidi è probabilmente avvenuta secondo il modello di *backfilling* prima citato.

Nella fase anaglaciale, quando il ghiacciaio del Tagliamento era ancora all'interno della valle ed i suoi deflussi proglaciali passavano ad est di San Daniele

(ZANFERRARI *et alii*, 2008a), l'Arzino defluiva nell'alta pianura attraverso la stretta di Pinzano costruendo un proprio conoide, i cui depositi sono rappresentati dal *subsintema di Villuzza*, interposto tra quelli del Tagliamento e del Meduna.

Nel bacino del Tagliamento si sono verificate due fasi di massima espansione glaciale intervallate da una breve fase di ritiro. La prima di queste due espansioni è avvenuta posteriormente ai 22.000 anni ¹⁴C BP, la seconda posteriormente ai 19.000 anni ¹⁴C BP. Esse sono rappresentate dai depositi glaciali e fluvioglaciali del *subsintema di Santa Margherita* e, rispettivamente, del *subsintema di Canodusso*.

In queste fasi le correnti fluvioglaciali che defluivano attraverso gli scaricatori principali, rimaneggiarono i depositi glaciali e fluvioglaciali precedenti e costruirono alla fronte del ghiacciaio ampi conoidi, costituiti da un'alternanza di ghiaie e ghiaie sabbiose.

Durante i momenti di massima espansione del ghiacciaio del Tagliamento la bassa valle dell'Arzino è stata invasa dal lobo più occidentale del ghiacciaio, i cui depositi fluvioglaciali hanno completamente sepolto sia le alluvioni del conoide dell'Arzino sia quelle recenti e antiche di alcuni corsi tributari che, parzialmente, quelle del conoide orientale del Torrente Meduna. Il corso di quest'ultimo, tra Lestans e Spilimbergo, potrebbe esser confluito per un certo periodo nello scaricatore glaciale più occidentale del Tagliamento.

È verosimile che durante il LGM i torrenti Cellina e Meduna avessero già colmato le incisioni e divagassero sulla superficie dei relativi conoidi (*sintema di Vivaro* e *sintema di Sequals*). Il Meduna avrebbe inizialmente aggirato i colli di Sequals verso est, ricevendo il Torrente Cosa come affluente all'altezza di Travesio, e costruito il conoide di Travesio (*subsintema di Travesio*) circa 19.000 anni ¹⁴C BP, per poi subire una diversione che lo porterà definitivamente a defluire a ovest dei colli di Sequals (*subsintema di Arba*). L'aggradazione dei due conoidi del Meduna avrebbe favorito l'isolamento del bacino palustre compreso tra i colli di Sequals e di S. Zenone, il quale non ha ricevuto apporti sedimentari tra 22.000 e 15.000 anni ¹⁴C BP, secondo le datazioni effettuate su campioni del sondaggio CARG-FVG S4-Sequals.

In questo quadro geomorfologico si inseriscono i torrenti Còlvera e Cosa che, allo sbocco in pianura, hanno impostato il loro alveo nelle zone depresse formatesi rispettivamente tra i conoidi del Cellina e del Meduna e tra quelli del Meduna e del Tagliamento.

A partire da 18 ka ¹⁴C BP, con l'inizio della fase cataglaciale, il ghiacciaio del Tagliamento incominciò il suo ritiro, interrotto da alcune brevi avanzate, testimoniate dalla costruzione di cerchie moreniche interne nell'anfiteatro (*unità di Muris*). In questa fase, in cui le acque di ablazione defluivano utilizzando esclusivamente i percorsi dei quattro principali scaricatori fluvioglaciali della fase precedente (Tagliamento, Corno, Cormòr, Torre), le mutate condizioni idrologiche

determinarono lo spostamento verso valle del punto di equilibrio di questi corsi d'acqua. Questa nuova condizione portò alla progressiva incisione dell'apparato morenico e della parte apicale del *sandur*, che furono terrazzati, ed alla formazione di ampi e piatti conoidi telescopici (*subsintema di Remanzacco*) che a valle si sovrappongono ai depositi più antichi.

In particolare, nel settore occidentale della piana fluvioglaciale, interessata dallo scaricatore principale del ghiacciaio, l'alta pianura subì una profonda incisione e più a valle si formò un conoide telescopico attualmente conservato solo in destra idrografica, presso Arzene.

Una situazione analoga deve essersi verificata in corrispondenza del percorso seguito dallo scaricatore del Torrente Corno. Qui l'attività fluviale, confinata in un'area più ristretta, comportò lo spostamento dell'area deposizionale diversi chilometri più a valle, con la creazione di un conoide telescopico tra Mereto di Tomba, Basiliano e Sedegliano. In seguito, con l'ulteriore ritiro del ghiacciaio, gli scaricatori del Corno, Cormor e Torre non hanno più ricevuto i contributi del Tagliamento, il cui corso si è infine impostato attraverso la stretta di Pinzano ricevendo a Flagogna le acque dell'Arzino.

Con il definitivo ritiro dei ghiacciai, iniziò la fase postglaciale e si delineò l'assetto geologico e geomorfologico attuale. In questo periodo una migrazione verso valle del punto di equilibrio interessò tutti i corsi d'acqua principali. Ciò determinò un'ulteriore incisione dei conoidi pleistocenici; il Cellina, il Meduna e il Tagliamento si sono quindi impostati in ampi alvei ghiaiosi profondamente incassati. Al termine delle incisioni i corsi d'acqua, pensili sulla pianura pleisto-

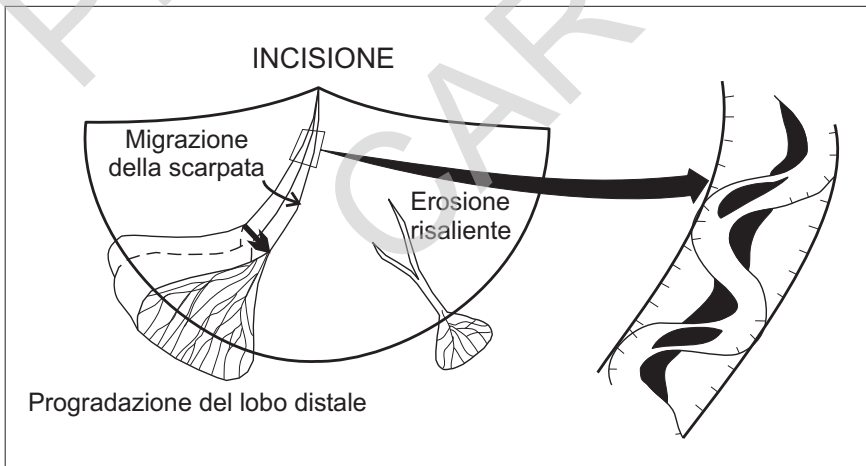


Fig. 8 - Schema delle fasi di incisione e di deposizione distale dei conoidi telescopici (modificato da DE CELLES et alii, 1991).

cenica, formarono conoidi telescopici con tessiture ghiaioso-sabbiose o sabbio-solimose nelle parti distali (*sintema del Po*), sovrapposti all'unglia dei conoidi pleistocenici (Fig. 8).

Nel settore dell'anfiteatro morenico si sviluppò un reticolo endoreico; nelle bassure si formarono alcuni bacini lacustri, dei quali oggi rimane il solo Lago di Ragogna, e paludi che diedero origine a numerose torbiere.

3. - CARATTERISTICHE DEI BACINI IDROGRAFICI

3.1. - BACINO DEL TORRENTE CELLINA

Il bacino idrografico montano del Torrente Cellina ha un'estensione planimetrica di circa 450 kmq, calcolati alla sezione di chiusura di Ravedis, ed è compreso tra le Alpi Carniche, le Prealpi Carniche occidentali e le Prealpi Venete. Lo spartiacque che divide il bacino montano del Cellina da quelli del Piave, del Tagliamento e del Meduna è posto a quote mediamente superiori ai 2.000 m, raggiungendo la sua massima elevazione in corrispondenza del massiccio M. Duranno (2.652 m s.l.m.) - Cima dei Preti (2.706 m s.l.m.). Punti depressi dello spartiacque, che durante le fasi glaciali possono aver permesso il passaggio di masse glaciali tra bacini idrografici adiacenti, sono il Passo di S. Osvaldo (828 m s.l.m.) e la Forcella Caserata (1.434 m s.l.m.), comunicanti rispettivamente con il bacino del Piave e con quello del Meduna.

Nei settori settentrionale e centrale il substrato roccioso affiorante è costituito prevalentemente da dolomie triassiche chiare e dolomie scure ricche di sostanza organica. Subordinatamente affiorano calcari, calcari bioclastici talvolta selciferi giurassici, diffusi soprattutto nella parte centrale ed occidentale del bacino, e calcari bioclastici e micritici selciferi cretaci, presenti essenzialmente nella parte meridionale e secondariamente in quella centrale. Le rocce terrigene, affioranti solo localmente, sono rappresentate da successioni emipelagiche e torbidiache, nonché di piattaforma, di età terziaria.

3.2. - BACINO DEL TORRENTE MEDUNA

Il bacino idrografico montano del Torrente Meduna ha un'estensione planimetrica di circa 240 kmq, calcolati alla sezione di chiusura di Meduno, e rientra nella parte centrale delle Prealpi Carniche. Lo spartiacque che divide il bacino montano del Meduna da quelli del Cellina, del Tagliamento e dell'Arzino, è posto a quote comprese tra i 1.400 ed 2.300 m s.l.m. nel settore occidentale del bacino, dove raggiunge la sua massima elevazione in corrispondenza del M. Caserine

(2.306 m s.l.m.), mentre si mantiene a quote comprese tra 900 e 1.900 m s.l.m. nel settore orientale.

Punti depressi dello spartiacque, che durante le fasi glaciali possono aver eventualmente permesso il passaggio di masse glaciali tra bacini idrografici adiacenti, sono il Passo di M. Rest (1.060 m s.l.m.) e la Forcella Caserata (1.434 m s.l.m.) comunicanti rispettivamente con il bacino del Fiume Tagliamento e con quello del Torrente Cellina.

Nella parte settentrionale e centrale, il substrato roccioso è in netta prevalenza costituito da dolomie triassiche sia chiare che, soprattutto, scure ricche di sostanza organica.

In pianura, l'elevata frequenza di clasti di carbonati scuri è il carattere discriminante per distinguere i depositi ghiaiosi del Torrente Meduna da quelli dei bacini adiacenti. Subordinatamente affiorano calcari bioclastici cretaci (nel settore sud-orientale) e localmente calcari micritici del Triassico superiore e calcari dolomitizzati bioclastici giurassici. Le rocce terrigene sono rappresentate da successioni emipelagiche e torbiditiche, nonché di piattaforma, di età terziaria. Rispetto al bacino del Torrente Cellina, esse sono meno diffuse e sono prevalentemente distribuite nella parte meridionale, in prossimità dello sbocco in pianura a Meduno. A sud di questo, nelle successioni terrigene mioceniche è modellata una serie di soglie rocciose che hanno condizionato l'andamento e la sedimentazione del Meduna nel settore più settentrionale della pianura.

3.3. - BACINO DEL TORRENTE ARZINO

Il bacino idrografico montano del Torrente Arzino ha un'estensione planimetrica di circa 130 kmq calcolati alla sezione di chiusura di Flagogna e rientra nelle Prealpi Carniche orientali. Lo spartiacque che divide il suo bacino montano da quelli del Meduna e del Tagliamento si sviluppa a quote comprese tra 900 e 1.900 m s.l.m. nel settore occidentale e settentrionale del bacino, dove raggiunge la sua massima elevazione (M. Verzegnis: 1.914 m s.l.m.), mentre si mantiene a quote comprese tra 800 e 1.700 m s.l.m. nel settore orientale.

Punti depressi dello spartiacque, che durante le fasi glaciali possono aver permesso il passaggio di masse glaciali e correnti fluvio-glaciali tra bacini idrografici adiacenti, sono la Sella Chiampon (789 m s.l.m.) e la Sella Chianzutan (955 m s.l.m.) entrambe comunicanti con il bacino del Tagliamento.

Il substrato roccioso è in prevalenza costituito da dolomie triassiche sia chiare che scure ricche di sostanza organica, che sono quasi esclusive nella parte settentrionale e centrale del bacino. Subordinatamente affiorano calcari bioclastici cretaci, presenti nel settore meridionale, calcari bioclastici o micritici giurassici e calcari micritici del Triassico superiore.

Le rocce terrigene sono rappresentate da successioni emipelagiche e torbidi-tiche, nonché di piattaforma, di età terziaria. Le rocce terrigene hanno una distribuzione circa pari a quella delle rocce calcaree, e sono presenti solo nella parte meridionale del bacino in prossimità dello sbocco del torrente in pianura presso Flagogna.

3.4. - BACINO DEL FIUME TAGLIAMENTO

Il Fiume Tagliamento è il maggiore corso d'acqua della regione friulana. L'alto bacino idrografico montano è diviso nei due sottobacini principali percorsi dal tratto superiore del Fiume Tagliamento e dal Fiume Fella, che confluiscono all'altezza di Amaro. Il bacino idrografico montano del Tagliamento ha un'estensione planimetrica di circa 2.300 km² calcolati alla sezione di chiusura di Pinzano ed è compreso nelle Alpi e Prealpi Carniche e Giulie.

Lo spartiacque separa il bacino montano del Tagliamento dai bacini dell'Arzino e del Meduna a sud, del Cellina e del Piave a ovest, dei fiumi Gail e Sava Dolinka (affluenti del Fiume Drau ed afferenti al bacino del Mar Nero) a nord e dell'Isonzo e del Torre a est.

La parte di bacino compreso nelle Alpi Carniche e Giulie si sviluppa principalmente a quote superiori ai 1.500 m s.l.m., la linea spartiacque è posta a quote mediamente superiori ai 2.000 m, raggiungendo la sua massima elevazione in corrispondenza dei massicci del M. Coglians (2.780 m s.l.m.) e del Jôf di Montasio (2.753 m s.l.m.). L'elevazione del bacino e dello spartiacque diminuiscono nella parte ricadente nella zona prealpina.

La morfologia dell'alto bacino del Tagliamento e la presenza di ciottoli "esotici" di rocce cristalline (serpentiniti, gneiss, granitoidi) nei depositi glaciali e fluvioglaciali del Tagliamento testimoniano che il ghiacciaio del Tagliamento, nella zona del M. Peralba e del Passo della Mauria, e lungo lo spartiacque nelle Alpi Carniche, fosse in comunicazione rispettivamente con il ghiacciaio del Piave e con quello del Gail.

Alla grande estensione dell'area corrisponde anche un'elevata variabilità nella composizione litologica dei depositi alluvionali, fatto questo che rende i depositi legati al Tagliamento facilmente distinguibili da quelli degli altri corsi d'acqua della regione. Le litologie più caratteristiche sono quelle paleozoiche sia del basamento metamorfico delle Alpi Carniche occidentali (*formazione della Val Visdende, formazione di Fleons, metaconglomerato di Cima Vallona*, marmi silurici e devonici) sia sequenze carbonifere terrigene e vulcanico-vulcanoclastiche della Catena Paleocarnica (*formazioni dell'Hochwipfel e del Dimon*) e terrigene permo-carbonifere (*conglomerato di Sesto, Arenaria della Val Gardena, formazione di Bombaso, formazione di Meledis*). Ai litotipi di tali

unità, i quali costituiscono circa il 10% dello spettro compositivo, vanno aggiunti quelli carbonatici, che sono prevalenti (dolomie triassiche chiare e permotriassiche scure organiche, calcari bioclastici giurassico-cretacici, calcari micritici triassici e giurassico-cretacici, spesso selciferi). Completano lo spettro varie litologie terrigene sia mesozoiche sia facenti parte delle successioni torbiditiche e “molassiche” terziarie comuni ad altri bacini della regione (GORTANI & DESIO, 1927; FERUGLIO, 1929b; COMEL, 1955; ASSERETO *et alii*, 1968; BRAGA *et alii*, 1971; CARULLI *et alii*, 2000; VENTURINI C. *et alii*, 2002).

3.5. - BACINI SECONDARI

Il Torrente Còlvera è affluente di destra del Torrente Meduna; il suo bacino idrografico montano ha un'estensione planimetrica poco superiore ai 20 kmq calcolati alla sezione di chiusura di Maniago ed è situato nell'area prealpina a sud del massiccio del Monte Raut. Nel bacino affiorano prevalentemente rocce calcaree cretache e rocce terrigene di età terziaria, subordinatamente dolomie triassiche.

Il **Torrente Cosa** è affluente di destra del Tagliamento, il suo bacino idrografico montano ha un'estensione planimetrica di circa 23 kmq calcolati alla sezione di chiusura di Travesio ed è situato nell'area prealpina tra il massiccio del M. Ciaurléc ed il M. Taièt. Nel bacino affiorano prevalentemente rocce calcaree cretache, subordinatamente rocce terrigene di età terziaria.

Il **Rugo di Valeriano** è un affluente di destra del Tagliamento ed ha il proprio bacino impostato nelle colline di Castelnuovo modellate in successioni terrigene del Miocene. Il Rugo esce dal bacino a valle di Mostacins, dove incide profondamente la complessa successione di depositi alluvionali e lacustri che costituiscono il terrazzo di Valeriano.

Il **Torrente Gercia** è un affluente di destra del Tagliamento e, come per il precedente, anche il suo bacino si sviluppa nelle colline di Castelnuovo. Il corso d'acqua incide profondamente il substrato miocenico nel tratto di monte, con modesti depositi lungo la valle, sino allo sbocco in pianura.

V - STRATIGRAFIA

1. - SUCCESSIONE CRETACICA DELLA PIATTAFORMA CARBONATICA FRIULANA (A. Zanferrari)

Nel settore nord-occidentale del Foglio, dove formano i monti Jouf e San Lorenzo, sono presenti due unità della Piattaforma Carbonatica Friulana (PCF): il Calcare del Cellina (CEL) e il *calcare del Monte Cavallo* (CMC). La successione qui affiorante va dal Valanginiano al Maastrichtiano inferiore, inizialmente di piattaforma interna a cicli peritidali (CEL), poi di piattaforma aperta (CMC) e infine, al passaggio Campaniano-Maastrichtiano, con caratteristiche di rampa inizialmente in momentaneo annegamento ed estinta (Maastrichtiano inferiore), subito dopo sollevata e in erosione subaerea.

La successione è sostanzialmente simile a quella classica del Cansiglio-M. Cavallo (SARTORIO, 1986; 1989), rispetto alla quale va sottolineata l'età albiana di inizio della sedimentazione bioclastica di piattaforma aperta. Un'età albiana è segnalata, oltre che da CUVILLIER *et alii* (1968) nella sezione-tipo della Val Cellina, anche da CATI *et alii* (1987b) nel sottosuolo della pianura veneto-friulana in corrispondenza dei settori marginali della PCF verso il Bacino di Belluno.

Le due unità sono coinvolte nell'anticlinale di rampa frontale del sovrascorrimiento del M. Jouf e nel relativo sistema di scaglie frontali, con diffusa brecciatura decimetrica e ampie bande di clastesi centimetrica; in particolare, forti scorrimenti interstratali con bande centimetriche di cataclasi fini sono molto comuni e distruttive degli interstrati argillitici e delle strutture sedimentarie alla base e al tetto degli strati. Tutto ciò rende problematica la ricostruzione dettagliata della successione stratigrafica e delle relative geometrie.

1.1. - CALCARE DEL CELLINA (CEL)

Nel Foglio 24-Maniago della Carta Geologica delle Tre Venezie (ZENARI, 1927) l'unità è compresa nei "calcari di scogliera in generale", di generica età cretacea. Essa è stata definita da CUVILLIER *et alii* (1968) nella contigua Val Cellina, dove però non affiora la porzione basale del CEL e il suo limite inferiore con gli "strati di Polcenigo" (DAL PIAZ & TREVISAN, 1956) o "calcare di Polcenigo" (BALDAZZI *et alii*, 1966) dell'Oxfordiano sup.-Kimmeridgiano inf., unità presente alcuni km più ad ovest nell'area Polcenigo-Mezzomonte (SARTORIO, 1989). In quest'area, appartenente al margine settentrionale della PCF, l'età del Calcare del Cellina è pertanto compresa fra il Kimmeridgiano superiore e l'Aptiano. Nel sottosuolo della pianura veneta orientale e friulana il CEL è stato incontrato in alcuni pozzi AGIP e sui relativi *log* è basata la ricostruzione di CATI *et alii* (1989b) dell'evoluzione del margine sud-occidentale della PCF verso il Bacino di Belluno.

L'unità affiora, diffusamente tettonizzata, su un limitato settore del versante sud-occidentale del M. Jouf. Dei due membri del CEL - calcari porcellanacei inferiori e calcari porcellanacei superiori (CUVILLIER *et alii*, 1968; AA.VV., 2000) - è presente solo quello superiore.

Caratteristiche litologiche e sedimentologiche. In massima parte il CEL è qui rappresentato da calcilutiti da bianche a grigio chiare in strati da medi a spessi, frequentemente con *bird's eyes* e *sheet cracks*, e da calcari stromatolitici e calcari a intraclasti centimetrici spigolosi, sempre di colore chiaro come i precedenti, in strati di solito centimetrico-decimetrici. La stratificazione è sempre molto netta. I macrofossili (rudistidi e gasteropodi) sono di solito scarsi; nelle calcilutiti sono comuni e individuabili anche a occhio nudo i miliolidi.

Questi litotipi, accompagnati molto raramente dai caratteristici interstrati argillitici verdi millimetrico-centimetrici (qui scomparsi per laminazione tettonica o concentrati in sacche lenticolari di spessore decimetrico lungo zone di faglia), sono organizzati in sequenze cicliche peritidali trasgressivo-regressive, di spessore più frequente fra 150 e 300 cm (GNACCOLINI & MATTAVELLI, 1969). Nelle ultime decine di m, in transizione verso il CMC, compaiono alcune intercalazioni di calcareniti nocciola o biancastre in strati anche molto spessi (fino a 3-4 m).

Dal punto di vista tessiturale i litotipi più abbondanti sono *mudstone*, *wackstone* e *packstone* variamente fossiliferi ad alghe e a foraminiferi, oltre ad ostracodi e bioclasti di molluschi ed echinodermi); comuni i *grainstone*, di regola con un contenuto micropaleontologico analogo al precedente ma più ricco. La micritizzazione è molto comune e talora tale da impedire l'identificazione dei bioclasti.

Lo spessore totale affiorante si può valutare sui 300 metri.

Rapporti stratigrafici. Il limite con il CMC è transizionale ed è posto convenzionalmente in corrispondenza del predominare delle litofacies granulari bioclastiche, di regola in banchi da spessi a molto spessi. I termini più antichi, affioranti al

limite con il F. 064 “Aviano”, sono dati da strati spessi di *grainstone* a *Trocholina* sp. e *Protoperoplis ultragranulata* del Valanginiano.

Da segnalare che non è stato rinvenuto l’orizzonte bioclastico a rudiste e a *Palorbitolina* dell’Aptiano inferiore (“facies urgoniana” in SARTORIO, 1989), probabilmente ad indicare che in tale intervallo temporale l’area in oggetto occupava nella PCF una posizione relativamente più interna e protetta.

Fossili. Il contenuto paleontologico è solo localmente abbondante. Oltre ai già citati miliolidi ed a *Protoperoplis ultragranulata* e *Trocholina* sp., sono stati determinati: *Salpingoporella dinarica*, *Praechrysalidina infracretacea*, *Thaumatoporella parvovesiculifera*, *Debarina* sp., *Aeolisaccus* sp., *Glomospira* sp., *Sabaudia* sp., *Quinqueloculina* sp., *Cuneolina* sp., *Nezzatatidae*, *Cylindroporella* sp., ?*Pseudolituonella* sp., ?*Sarfatiella* sp., fischerinidi, textulariidi, ostracodi, gasteropodi e lamellibranchi.

Età. Valanginiano-Aptiano.

Ambiente deposizionale. La parte del CEL affiorante nel Foglio è una classica successione di piattaforma protetta, in cui si sono sviluppate facies intertidali caratterizzate anche da episodi lagunari e da locali emersioni relativamente più prolungate.

Dominio paleogeografico. Piattaforma Carbonatica Friulana.

Unità strutturale. Sudalpino orientale; unità nealpina del Monte Jouf.

1.2. - CALCARE DEL MONTE CAVALLO (CMC)

Il termine formazionale è stato introdotto da CUVILLIER *et alii* (1968) per definire la successione della PCF compresa fra il Calcare del Cellina e la *scaglia rossa*, la quale, nell’area del Foglio e in quella prealpina circostante (fra il Torrente Cellina e il Torrente Arzino), inizia con una litofacies (SRFa) a breccie calcaree in matrice argillosa ed a bioclasti cretaci e paleocenici (ex “Calcare di Andreis” di CUVILLIER *et alii*, 1968). Nel Foglio 24-Maniago (ZENARI, 1927) il CMC è compreso nei “Calcari di scogliera in generale”, di generica età cretacea.

L’unità affiora solo nel settore NW del Foglio, dove forma la dorsale M. Jouf-M. San Lorenzo e ad opera di SWINBURNE & NOACCO (1993) è stata oggetto di uno studio biostratigrafico e sedimentologico di dettaglio, integrato da determinazioni geocronologiche con ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr. Tuttavia, a causa della fortissima tettonizzazione che caratterizza gran parte del versante meridionale del M. Jouf e della impraticabilità e/o cattiva esposizione dei versanti SW e NE, tale studio interessa solo una parte del CMC: manca infatti sia la base che una porzione di spessore ignoto che comprende il Turoniano e il Coniaciano.

Per gli stessi motivi non è stato possibile costruire una nuova sezione stratigrafica di riferimento e qui viene presentato uno schema sintetico dei caratteri lito- e bio-stratigrafici basato sul lavoro di SWINBURNE & NOACCO, integrato

e modificato con nuove osservazioni di terreno ed analisi biostratigrafiche.

Caratteristiche litologiche e sedimentologiche. Il CMC affiorante nell'area del Foglio è un litosoma piuttosto vario costituito in prevalenza da bioruditi e da biocalcareniti con locali biolititi. Il colore dominante è bianco e bianco-nocciola; lo spessore degli strati varia irregolarmente tra alcuni decimetri e qualche metro, con maggiore frequenza attorno al metro. Dal punto di vista tessiturale sono rappresentati in massima parte *packstone* e *grainstone* riccamente fossiliferi e *boundstone* a rudiste; subordinati i *wackestone*, rari i *mudstone*. La potenza del CMC è di almeno 600 m.

Su basi sedimentologico-biostratigrafiche SWINBURNE & NOACCO suddividono il CMC affiorante al M. Jouf in quattro litosomi ("Unità"), di cui non forniscono gli spessori.

- Unità 1 (Cenomaniano sup.). Affiora in minima parte ed è costituita da piccoli corpi biohermali a radiolitidi alternati a calcari bioclastici biancastri e a livelli pluridecimetrici di conglomerati intraformazionali talora troncati da orizzonti pedogenetici. In realtà, il fianco rovesciato dell'anticlinale del M. Jouf, non preso in esame dai due Autori citati a causa della diffusa clastesi, è risultato essere formato da calcareniti e da poche calcilutiti bianche (*packstone* e *wackestone*, con subordinati *grainstone*) con abbondanti resti mal conservati di rudiste. In tale successione è stato documentato sia l'Albiano che il Cenomaniano (medio in particolare) per una potenza sui 150 metri. Ciò consente di attribuire al CMC del Foglio Maniago la stessa estensione temporale di quello della località-tipo in Val Cellina (Albiano-Maastrichtiano inferiore).
- Unità 2 (Campaniano, da basale a medio/superiore). Essa è formata inizialmente da calcari bioclastici biostromali o talora biocostruiti di colore bianco in strati spessi (0,5-1 m) o localmente molto spessi (*grainstone* e *boundstone*, subordinatamente *packstone*), che sono eteropici sul fianco nord dell'anticlinale con biocalcareniti e bioruditi bianche in strati decimetrici (*packstone* e *grainstone* fortemente micritizzati). A queste segue una litofacies con marcata ciclicità e progressiva diminuzione dei banchi a rudiste, costituita da calcareniti più fini passanti a calcari a intraclasti, a calcilutiti con *bird's eyes* accompagnate da laminiti algali e da livelli rosati dolomitizzati. Il colore dominante degli strati, di spessore medio, è sempre il bianco.
- Unità 3 (Campaniano medio/superiore - limite Campaniano-Maastrichtiano). È costituita essenzialmente da bioruditi biostromali e da biocalcareniti a rudiste (*grainstone* e subordinati *wackestone*), bianche, in strati molto spessi (1-3 m).
- Unità 4 (limite Campaniano-Maastrichtiano - Maastrichtiano inferiore *p.p.*). Prevalgono le facies bioclastiche da calciruditiche a calcarenitiche, particolarmente ricche di rudiste fino a formare corpi biostromali (*grainstone* prevalenti e *packstone*).

Rapporti stratigrafici. Il limite inferiore con il CEL è transizionale ed è posto convenzionalmente in corrispondenza del predominare delle litofacies granulari bio-

clastiche, di regola in banchi da spessi a molto spessi; quello superiore, posto alla base delle prime breccie della *scaglia rossa friulana* (SRFa), è netto e localmente caratterizzato da una superficie erosionale variamente ondulata.

Fossili. Le litofacies del CMC hanno un contenuto fossilifero molto ricco, in particolare per quanto riguarda le rudiste, che al M. Jouf hanno la località-tipo per i generi *Colveria* BÖHM e *Joufia* KLINGHARDT.

Macrofossili. SWINBURNE & NOACCO (1993) segnalano come forme significative tra le rudiste: *Caprinula boissyi* (Unità 1); *Bournonia* sp., *Medeella* sp., *Katzeria* sp., *Vaccinites* aff. *giganteus* (U. 2); *Bournonia excavata*, *Pseudopolyconites* sp. (U. 3); *Joufia reticulata*, *Colveria variabilis*, *Pseudopolyconites* spp., *Sauvagesia* sp., *Katzeria* sp., *Pironaea polystyla*, *Hippurites lapeirousei*, *Sabinia aniensis*, *Plagiopycus* sp., *Apricardia* sp. (U. 4).

Microfossili. Nei livelli albiano-cenomaniani sono stati determinati: *Cuneolina* spp., *Ammodiscus* sp., *Dicyclina* sp., *Thaumatoporella* sp., *Nummuloculina* sp., *Terquemella* sp., *Pseudonummoloculina* sp., *Glomospira* sp., *Quinqueloculina* sp., *Nezzazatinella* sp., *Crysalidina gradata*, *Cuneolina* cf. *pavonia*, *Cayeuxia* sp., nezzazatidi, orbitolinidi, textulariidi, rotalidi, miliolidi, lituolidi, fischerinidi, ostracodi piccoli gasteropodi, frammenti di radiolitidi.

Da SWINBURNE & NOACCO sono riportati: ?*Nezzazata simplex*, *Trochospira avni-melechi*, *Pseudolituonella* aff. *reicheli*, *Rotalia* aff. *mesogeensis* (Unità 1); *Montcharmontia apenninica*, *Cuneolina* aff. *pavonia* (U. 2); ?*Cuneolina pavonia parva*, *Stensiöina surrentina*, *Tetraminouxia* aff. *gibbosa*, *Montcharmontia apenninica* (U. 3); aff. *Reticulinella* cf. *reicheli*, *Siderolites* cf. *vidali*, *Orbitoides* spp., *Lepidorbitoides* sp., *Goupillaudina* sp., nonché *Orbitoides media* e *Siderolites calctrapoides* citati in SAINT-MARC (1963) (U. 4).

Determinazioni geocronologiche. Con $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ sono stati datati da SWINBURNE & NOACCO alcuni livelli della successione, in particolare base e tetto delle U. 2 e 4, che forniscono età in buon accordo con quelle determinate su base paleontologica.

Età. Albiano-Maastrichtiano inf.

Ambiente deposizionale. Si tratta di una successione di piattaforma aperta con caratteristiche di rampa, in annessamento nel Maastrichtiano basale.

Dominio paleogeografico. Piattaforma Carbonatica Friulana.

Unità strutturale. Sudalpino orientale; unità nealpina del M. Jouf.

2. - SUCCESSIONE PELAGICA E TORBIDITICA PALEOGENICA

2.1. - SCAGLIA ROSSA FRIULANA (SRF) (P. Grandesso, C. Stefani, A. Zanferrari)

L'unità corrisponde sostanzialmente alla "Scaglia rossa con breccie a cemento marnoso rosso e strati arenaceo marnosi" del F. 24-Maniago della Carta



Fig. 9 - Scaglia rossa friulana: passaggio tra SRFa, con lingue e lenti di breccie e con marne grigie, e SRF con le tipiche litofacies (cava del M. S. Lorenzo).



Fig. 10 - Transizione scaglia rossa friulana - flysch di Clauzetto (cava del M. S. Lorenzo).

Geologica delle Tre Venezie (ZENARI, 1927). Affiora solo nel settore nord-occidentale del Foglio: con continuità lungo il corso superiore del Torrente Còlvera, dove è stata esaminata da SAINT-MARC (1963) e sui versanti orientali del M. S. Lorenzo; in alcune scaglie tettoniche di spessore decametrico lungo il sovrascorimento del M. Jouf, tra Maniago e Maniago Libero.

La sezione di riferimento (Fig. 11) è stata rilevata nella cava del M. San Lorenzo, ove sono esposti sia il limite inferiore con il CMC che quello superiore con il *flysch di Clauzetto*.

Caratteristiche litologiche e sedimentologiche. La formazione è costituita alla base da un corpo di breccie biancastre bioclastiche (*rudstone*) a matrice argillosa verdastra, che sfumano verso l'alto in lingue e lenti (Fig. 9), e di biocalcareniti (*packstone-grainstone* e *wackestone*) di colore nocciola chiaro in banchi decimetrico-metrici. Marne calcaree verdastrae, molto bioturbate con gallerie e piste in parte piritizzate, si intercalano sporadicamente nella parte alta del corpo con spessori fino a 40 cm. Alle breccie basali seguono superiormente marne calcaree grigie e poi rossastre con saltuari letti e lenti di calcareniti bioclastiche, passanti a marne argillose rosso-brune e grigio-verdastrae fogliettate, con sottili livelli siliosi verso il tetto dell'unità (Fig. 10).

Il corpo bioclastico basale è stato riferito da GHETTI (1989) e da SWINBURNE & NOACCO (1993) ai “calcari di Andreis” di CUVILLIER *et alii* (1968), i quali realizzarono la sezione-tipo in Val Cellina, ad est di Barcis. Secondo questi ultimi Autori i “calcari di Andreis”, di età “ilerdiana” (Zona a *Morozovella velascoensis*), sono formati da breccie basali con faune cretatiche rimaneggiate, seguiti da “calcari fini in facies pelagica” e quindi da calcari organogeni che rappresenterebbero una piattaforma biocostruita di età “paleocenica superiore”, sovrapposta in paraconcordanza sulla piattaforma cretatica.

Le ricerche effettuate nel Foglio ed estese verso est fino alla valle del Torrente Arzino indicano, invece, che le breccie e le calcareniti alla base della SRF corrispondono ad un deposito gravitativo di *talus*, che si interdigita con le marne emipelagiche della parte inferiore dell'unità (Fig. 11) ed è separato dai calcari della PCF da una superficie erosionale ondulata alla scala dell'affioramento.

La potenza totale della SRF è di circa 80 m nella sezione del M. San Lorenzo. In quest'ambito il corpo bioclastico basale mostra uno spessore molto variabile in relazione alla morfologia del paleopendio: a Pala (o Palla) Barzana, all'estremità nordoccidentale del Foglio, la potenza è di circa 12 m (secondo SWINBURNE & NOACCO (1993) essa raggiungerebbe invece il centinaio di metri); di appena 1 m nel Torrente Còlvera - località Fornasatte; torna ad aumentare progressivamente fino a circa 12 m nella cava del M. San Lorenzo (Fig. 11). Nei rari affioramenti osservabili più ad oriente, la sua potenza si mantiene sui 10-20 m (M. Ciaurlèc) e praticamente si annulla nella zona di Pielungo, dove marne dell'Ypresiano inferiore (“Ilerdiano”), con sottili lenti di

breccie a faune rimaneggiate maastrichtiane, ricoprono un *paleokarst* scolpito nel calcare del *M. Cavallo* (IACCARINO & ROVERI, 1963).

Rapporti stratigrafici. L'unità poggia in paraconcordanza su calcari bioclastici del CMC di età maastrichtiana basale con superficie di appoggio erosiva e ondulata. Il limite con il sovrastante *flysch di Clauzetto* è posto in corrispondenza delle prime intercalazioni arenitiche francamente terrigene.

Fossili. I livelli calcarei della parte basale contengono associazioni di piattaforma con frammenti di alghe corallinacee, briozoi, alveolinidi, nummuliti, discocicline e *Miscellanea miscella* indicative del Paleocene superiore; sono presenti anche forme rimaneggiate del Cretaceo superiore quali *Orbitoides* sp., *Lepidorbitoides* sp., *Hellenocyclina beotica* e *Sabinia* sp. Nelle intercalazioni marnose prevalgono associazioni a foraminiferi planctonici della Zona a

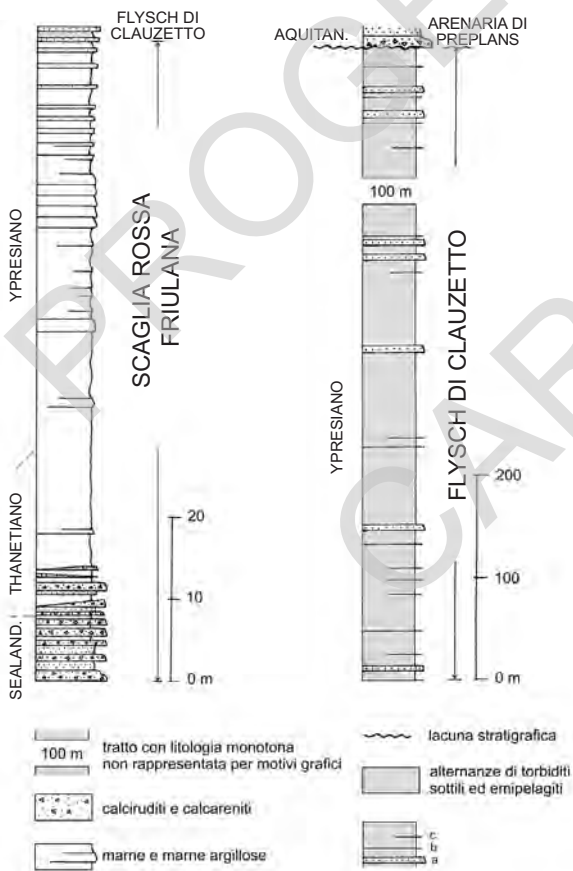


Fig. 11 - Sezioni composite della scaglia rossa friulana e del flysch di Clauzetto misurate nella cava del *M. San Lorenzo*. a: banchi torbiditici di spessore > 2 m; b: strati torbiditici di spessore tra 1-2 m; c: strati torbiditici di spessore tra 20-100 cm.

Globanomalina pseudomenardii (Zona P4 di BERGGREN & MILLER, 1988). Le marne soprastanti appaiono in continuità zonale fino alla Zona a *Morozovella formosa* (Zona P7 di BERGGREN & MILLER, 1988) dei termini di tetto della formazione.

Età. Selandiano *p.p.*-Ypresiano inf.

Ambiente deposizionale. L'ambiente era di *talus* - base scarpata e contigua piana di bacino con prevalente sedimentazione emipelagica.

Dominio paleogeografico. Settore esterno dell'avanfossa dinarica in probabile comunicazione a NW con il Bacino Bellunese.

Unità strutturale. Sudalpino orientale, unità neoalpina del M. Jouv.

2.2. - FLYSCH DI CLAUZETTO (AUZ) (P. Grandesso, C. Stefani)

Il nome formazionale è stato introdotto da CUVILLIER *et alii* (1968), che tuttavia hanno inglobato in tale unità, lungo la sezione della Val Cellina, anche la sottostante *scaglia rossa*, probabilmente per lo scarso spessore di quest'ultima (SALVINI, 1969). L'unità affiora esclusivamente nel settore nord-occidentale del Foglio, con buone esposizioni lungo il Rugo del Fornat (Fanna), a Fratta (Maniago) e soprattutto lungo la strada d'accesso alla cava del M. San Lorenzo di Fanna, ove è esposta la sezione di Fig. 9, e lungo il Rugo Manarin a N di Toffoli, ove affiorano i termini sommitali.

Caratteristiche litologiche e sedimentologiche. Si tratta di un'alternanza di marne e marne argillose di colore grigio azzurrognolo, spesso superiori al metro, e di livelli arenitici grigio scuri se freschi o ocracei se alterati, da centimetrici a decimetrici (Figg. 12 e 13). Ad essi si intercalano rari banchi arenitici o ruditici a composizione bioclastica.

Gli strati hanno talora una base erosiva con impronte indicative di flussi provenienti dai quadranti occidentali e mostrano una sequenza di Bouma, tronca inferiormente, che inizia con un intervallo a laminazione piano parallela, passante a laminazione incrociata.

La maggior parte dei campioni analizzati, prelevati in corrispondenza dei banchi bioclastici, è classificabile come *rudstone-floatstone* passanti a *packstone-grainstone* a bioclasti ed intraclasti, talora inquinati da una frazione terrigena consistente (areniti ibride). La componente organogena è data da bioclasti e biosomi di macroforaminiferi bentonici, frammenti di echinodermi, di alghe corallinacee e più raramente di bivalvi e serpulidi. Gli intraclasti sono per lo più costituiti da grani a tessitura micritica e appaiono frequentemente deformati per compattazione.

Gli strati francamente terrigeni sono invece classificabili come areniti litiche, dominate da frammenti di roccia carbonatica, in prevalenza dolomie, e in subor-



Fig. 12 - Flysch di Clauzetto in facies tipica lungo la strada che sale alla cava del M. San Lorenzo.



Fig. 13 - Alternanze pelitico-arenacee nel flysch di Clauzetto lungo la strada di accesso alla cava del M. San Lorenzo.

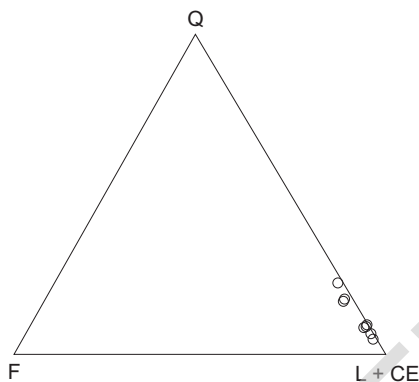


Fig. 14 - *Composizione modale di areniti prevalentemente terrigene del flysch di Clauzetto. Q: quarzo; F: feldspati; L+CE: frammenti litici a grana fine e frammenti di rocce carbonatiche.*

dine da selce, vulcaniti e metamorfiti. Quarzo e feldspati costituiscono una componente variabile da poche ad alcune decine di unità percentuali (Fig. 14).

Lungo l'intera successione è stata riconosciuta anche la sporadica presenza di strati emipelagici di spessore millimetrico-centimetrico che rappresentano la normale sedimentazione tra un evento di torbida e il successivo. Essi sono costituiti da marne e marne argillose biancastre bioturbate, che testimoniano una sottoalimentazione del bacino. Il rapporto A/P varia da valori molto inferiori a inferiori a 1.

Lo spessore dell'unità è stato valutato in circa 650 m nell'area di Fanna, tenendo conto dei disturbi tettonici, mentre più a nord (area di Barcis) SAINT-MARC (1963) indica una potenza di 800-1.000 m.

Rapporti stratigrafici. Il limite basale con la *scaglia rossa* è posto alla comparsa delle prime intercalazioni terrigene, quello sommitale è posto al contatto con la breccia trasgressiva della successione miocenica (*arenaria di Preplans*).

Fossili. Il contenuto fossilifero nei livelli terrigeni è limitato a resti vegetali; nei banchi bioclastici sono frequenti macroforaminiferi (nummuliti, assiline e discocicline) e frammenti di alghe corallinacee.

I livelli emipelagici della porzione basale hanno fornito ricche associazioni a foraminiferi planctonici della Zona a *Morozovella formosa* (Zona P7 di BERGGREN & MILLER, 1988) e nannoplankton calcareo con *Tribrachiatius orthostylus* e *Discoaster lodoensis* della Zona NP12 di MARTINI (1971).

I livelli sommitali contengono microfaune planctoniche della Zona a *Morozovella aragonensis* come definita da TOUMARKINE & LUTERBACHER (1985), corrispondente alle zone P8-P9 *p.p.* di BERGGREN & MILLER (1988) e nannoflore con *Discoaster lodoensis*, *D. barbadiensis*, *D. mirus* ed *Ericsonia formosa* della Zona NP13.

Età. Ypresiano superiore.

Ambiente deposizionale. Il *flysch di Clauzetto* si è depositato in continuità di sedimentazione sulla *scaglia rossa friulana* e mostra caratteri di facies indicativi di un ambiente di piana di bacino a sedimentazione prevalentemente torbiditica.

Dominio paleogeografico. Settore esterno dell'avanfossa dinarica in probabile comunicazione a NW con il Bacino Bellunese.

Unità strutturale. Sudalpino orientale; unità neoalpina del Monte Jouv.

3. - SUCCESSIONE MIOCENICA (*P. Grandesso, C. Stefani*)

Le formazioni della successione miocenica distinte nel Foglio sono in massima parte corrispondenti alle unità introdotte in modo informale da MASSARI *et alii* (1986a; 1986b). Per tutte le unità cartografate sono presentate le sezioni stratigrafiche di dettaglio, alcune realizzate in seguito a revisione di quelle della classica sezione del Torrente Meduna (Foglio 048 "Tramonti di Sotto"), affiorante a pochi km di distanza dal limite settentrionale del Foglio "Maniago", altre realiz-

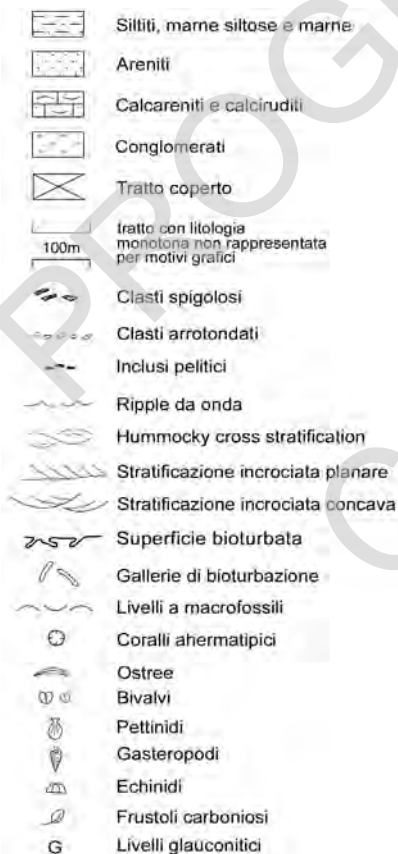


Fig. 15 - *Legenda dei simboli utilizzati nelle colonne litologiche delle unità mioceniche.*

zate appositamente. Tra queste si segnalano quelle del *conglomerato del Montello*, che ne era privo anche nell'area-tipo.

Sono stati utilizzati anche rilevamenti editi ed inediti eseguiti negli anni '80, quando la cura del territorio collinare, ed in particolare lo sfalcio, permettevano un facile accesso lungo sentieri ora impercorribili e l'osservazione di affioramenti poco estesi, ma essenziali per ricostruire l'assetto geologico dell'area.

3.1. - ARENARIA DI PREPLANS (PRP)

Corrisponde ai livelli 19-30 delle "molasse a *Pecten praescabriusculus*" di STEFANINI G. (1915), agli orizzonti a, b e c di ZENARI (1927), alla litozona 1 di GELATI (1969); ad esclusione del tetto, coincide con l'unità omonima definita da STEFANI (1982). L'unità ha la sezione-tipo lungo la sponda destra del Torrente Meduna (Fig. 16); buone sezioni si possono osservare anche lungo il Rugo del Fornat, affluente di destra del Rugo Mizza di Fanna, e lungo il Rugo Manarin a nord dell'abitato di Toffoli (Fanna). In generale, la PRP affiora con discreta continuità, soprattutto con il suo bancone basale, tra gli abitati di Fanna e Fratta.

Caratteristiche litologiche e sedimentologiche. La base della PRP è rappresentata da un banco calcarenitico-calciruditico, potente circa 5 m, a pettinidi, echinidi e denti di pesci con sparsi ciottoli centimetrici arrotondati di quarzite e selce e clasti spigolosi delle arenite del *flysch di Clauzetto* sottostante (breccia di trasgressione). Seguono arenarie fini grigio-verdastre, generalmente mal stratificate, con sottili lenti conglomeratiche a ciottoli mediamente di 4-5 cm di quarziti, selce e subordinati calcari e dolomie, passanti a siltiti massive marnoso-arenacee talora glauconitiche, spesso intensamente bioturbate. Le rare strutture sedimentarie sono limitate a strutture trattive a scala variabile dai *ripple* alla stratificazione incrociata concava (Fig. 16).

L'analisi petrografica ha rivelato una composizione ibrida (terrigena e allochimica) all'interno del bancone basale e quarzoso-litica nel resto dell'unità (Fig. 17), che è anche caratterizzata da associazioni di minerali pesanti ricche in granati (valori medi attorno all'80%) e con relativamente abbondanti cianite, staurolite, titanite, epidoti ed anfiboli.

Lo spessore dell'*arenaria di Preplans* è di circa 100 m.

Rapporti stratigrafici. L'unità, che rappresenta il primo termine della successione miocenica nella regione friulana, giace sul *flysch di Clauzetto* in discordanza angolare (circa 10-15°: GELATI, 1969). La lacuna relativa si estende dalla parte più alta dell'Ypresiano alla base dell'Aquitano.

Il limite superiore è posto alla base del banco glauconitico fossilifero che segna l'inizio della *marna di Bolago* (Fig. 16).

Fossili. Il contenuto in macrofossili è localmente abbondante, caratterizzato da associazioni a *Chlamys praescabriuscula* e *Turritella terebralis* e, nei livelli

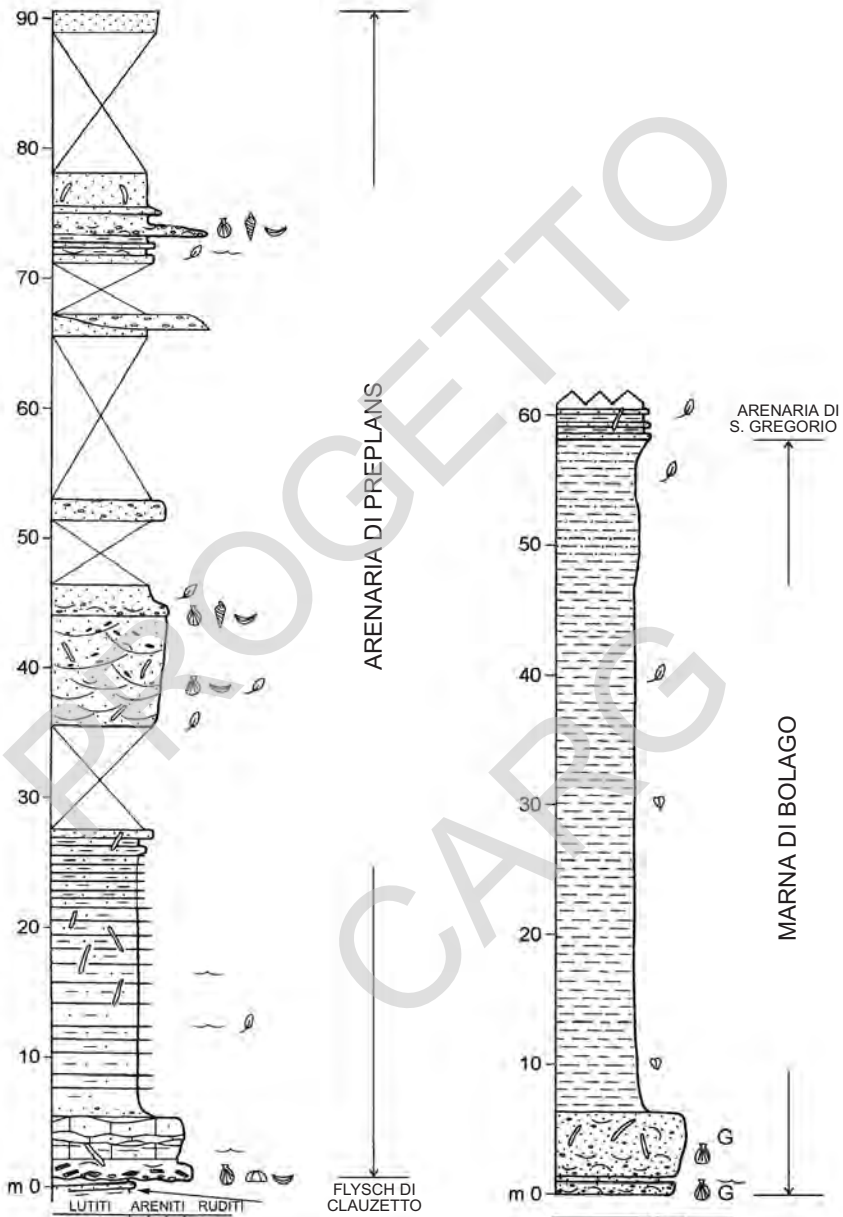


Fig. 16 - Sezioni stratigrafiche dell'arenaria di Preplans e della marna di Bolagno, misurate rispettivamente in sinistra ed in destra del Torrente Meduna (legenda in Fig. 15, pag 58).

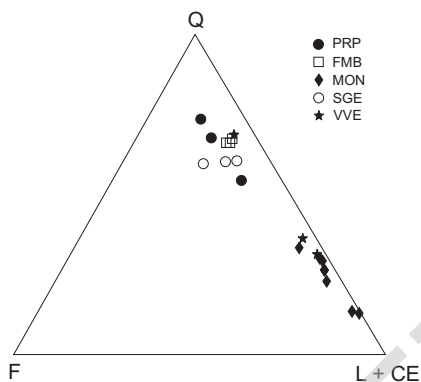


Fig. 17 - *Composizione modale di areniti della successione miocenica. Q: quarzo; F: feldspati; L + CE: frammenti litici a grana fine e frammenti di rocce carbonatiche.*

ruditici della parte alta, da ostree e resti vegetali (Fig. 16). Tra i microfossili significativa è la presenza dei generi *Miogypsina* e *Miogypsinoides*.

Le siltiti intercalate si sono rivelate per lo più sterili o contenenti rari foraminiferi bentonici e radiolari mal conservati.

Età. Aquitaniano.

Ambiente deposizionale. L'ambiente di deposizione della PRP sembra riconducibile ad un'area interdeltizia e localmente deltizia, soggetta a periodi di forte apporto terrigeno.

Dominio paleogeografico. Bacino di avampaese distale durante l'evento Insubrico (bacino della "molassa veneto-friulana" *Auctt.*).

Unità strutturale. Sudalpino orientale; unità nealpina di Sequals.

3.2. - MARNA DI BOLAGO (BLG)

L'unità è stata definita informalmente in MASSARI *et alii* (1986a; 1986b); corrisponde ai livelli 31-36 delle "molasse a *Pecten praescabriusculus*" di STEFANINI (1915), alla litozona 2 di GELATI (1969) e comprende il banco sommitale dell'"arenaria di Preplans" e la "marna di Zouf" di STEFANI (1982). Affiora solo nel settore nord-occidentale del Foglio a nord e ad ovest dell'abitato di Fanna; le sezioni più rappresentative sono osservabili lungo il Rugo del Fornat e poco a N di Borgo Toffoli (Fanna).

Caratteristiche litologiche e sedimentologiche. L'unità è costituita alla base da un banco (5 m circa) glaucarenitico trasgressivo a ciottolotti millimetrici di quarzite e di selce con abbondanti bivalvi e denti di pesci, cui seguono marne calcaree a stratificazione indistinta e frattura scagliosa, passanti verso l'alto a siltiti calcaree massive debolmente micacee. Lo spessore totale dell'unità è prossimo ai 60 m (Fig. 16).

Rapporti stratigrafici. La marna di Bolago segna l'inizio di un ciclo trasgressivo-regressivo che si chiude al tetto dell'unità soprastante (arenaria di San Gregorio). Il limite con quest'ultima è posto alla comparsa delle prime intercalazioni arenitiche (Fig. 16).

Fossili. Nel banco basale sono segnalati *Chlamys praescabriuscula*, *Glycymeris bimaculata* e *Pecten burdigalensis* (frequenti); nelle marne rari *Lentipecten denudatum* ed echinidi.

La porzione marnosa inferiore contiene ricche associazioni a foraminiferi planctonici, tra cui significativa è la presenza di *Globigerinoides trilobus*, *G. imma-*

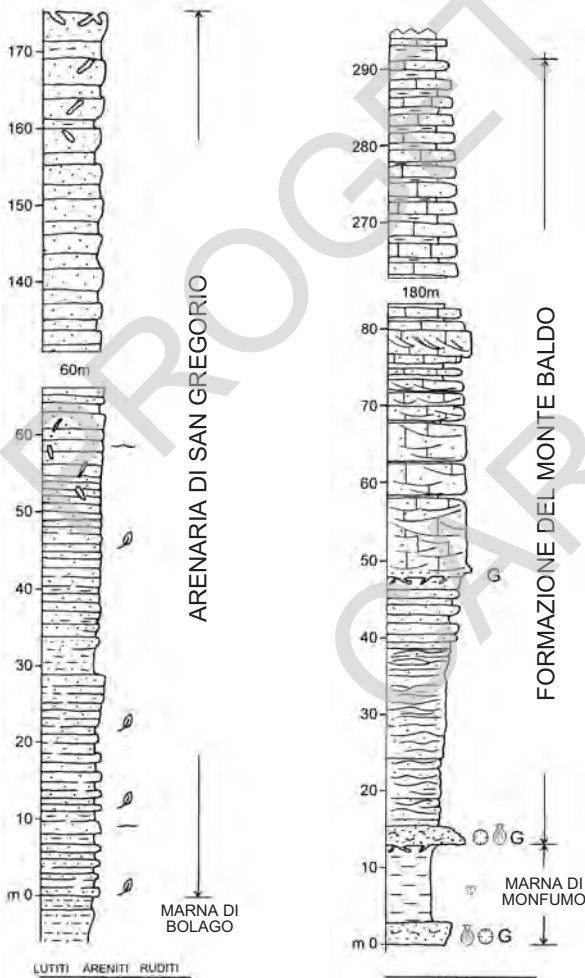


Fig. 18 - Sezioni composite dell'arenaria di San Gregorio, della marna di Monfumo e della formazione del M. Baldo, osservabili in destra del Torrente Meduna e, per la parte alta della FMB, a sud dell'abitato di Runcis (legenda in Fig. 15, pag. 58).

turus, *G. subquadratus* e *G. altiapertura*. Le associazioni a foraminiferi bentonici sono caratterizzate da numerose specie dei generi *Hanzawaia*, *Heterolepa*, *Uvigerina*, *Haplophragmoidina* e dimostrano una tendenza all'oligotopia nella parte alta dell'unità.

Età. Burdigaliano inferiore-superiore *p.p.*

Ambiente deposizionale. L'unità è considerata un deposito di piattaforma esterna che evolve verso l'alto a condizioni più prossimali di prodelta.

Dominio paleogeografico. Bacino di avampaese distale durante l'evento Insubrico (bacino della "molassa veneto-friulana" *Auctt.*).

Unità strutturale. Sudalpino orientale; unità nealpina di Sequals.

3.3. - ARENARIA DI S. GREGORIO (SGE)

L'unità è stata definita informalmente da MASSARI *et alii* (1986a; 1986b); corrisponde ai livelli 37 e 38 delle "molasse a *Pecten praescabriusculus*" di STEFANINI G. (1915), alla porzione inferiore della litozona 3 di GELATI (1969) e alla parte inferiore dell'"arenaria del Rugo Mizza" di STEFANI (1982). Essa affiora esclusivamente nei dintorni di Fanna e, in particolare, con buona continuità lungo il Rugo Mizza di Fanna.

Caratteristiche litologiche e sedimentologiche. La formazione è costituita alla base da areniti fini grigio-verdastre micacee a sparsa glauconite, poco cementate, con intercalazioni decimetriche di siltiti grigie. Seguono banchi potenti qualche metro di areniti medie e medio-fini, intercalati ad altri a grana leggermente più fine (Fig. 18).

Le strutture deposizionali osservabili sono limitate a rare laminazioni incrociate da *ripple* da corrente e da onda, e laminazioni planari, che spesso risultano obliterate da una diffusa bioturbazione.

Le analisi petrografiche hanno rivelato una composizione litica con elevati tenori di quarzo e frammenti di rocce metamorfiche, vulcaniche e subordinatamente carbonatiche (Fig. 17). Tra le associazioni a minerali pesanti si segnala la presenza di elevati tenori di granato (circa il 70%), anfiboli, epidoti, staurolite e titanite.

Lo spessore dell'unità è stimato in circa 170 m.

Rapporti stratigrafici. Il limite superiore è posto alla base del banco arenaeo-glauconitico bioturbato che segna l'inizio della *marna di Monfumo*.

Fossili. Tra i macrofossili sono segnalati rari resti vegetali. I campioni prelevati per l'analisi micropaleontologica si sono rivelati sterili.

Età. L'attribuzione cronologica al Burdigaliano superiore *p.p.* viene fatta solo per inquadramento stratigrafico.

Ambiente deposizionale. L'*arenaria di San Gregorio* è interpretabile come un

deposito di piattaforma interna, fortemente influenzato da apporti terrigeni legati al progredire di un apparato deltizio.

Dominio paleogeografico. Bacino di avampaese distale durante l'evento Insubrico (bacino della "molassa veneto-friulana" *Auctt.*).

Unità strutturale. Sudalpino orientale; unità neoalpina di Sequals.

3.4. - MARNA DI MONFUMO (MOF) E FORMAZIONE DEL M. BALDO (FMB)

Nel Foglio le due unità sono state cartografate assieme a causa dell'esiguo spessore della *marna di Monfumo*.

La *marna di Monfumo* è stata definita in modo informale da MASSARI *et alii* (1986a; 1986b); corrisponde ai livelli 39 e 40 delle "molasse a *Pecten praescabrusculus*" di STEFANINI G. (1915). Sia GELATI (1969) che STEFANI (1982) la inglobavano all'unità prevalentemente arenitica sottostante. Essa è presente esclusivamente a NE di Fanna, ove affiora raramente e in limitate estensioni. La sezione di riferimento è quella del Torrente Meduna.

Caratteristiche litologiche e sedimentologiche. L'unità inizia con un banco di spessore metrico di areniti fini siltose bioturbate, discretamente glauconitiche e a rari ciottolotti di selce, con pettinidi, ostreidi, brachiopodi e coralli individuali, le quali passano rapidamente a siltiti marnose e marne grigie a stratificazione indistinta ed a sparsi piccoli bivalvi.

Presso Casiacco in Val d'Arzino (poco a NE dell'area del Foglio), GRANDESSO & STEFANI (1990) segnalano all'interno delle marne un livello cineritico biancastro spesso 1 metro.

Lo spessore totale dell'unità è di 10-12 metri.

Rapporti stratigrafici. La MOF poggia in paraconcordanza sull'*arenaria di San Gregorio* (Fig. 18). L'ampiezza della lacuna basale non è valutabile mancando marker biostratigrafici nell'unità sottostante.

Fossili. Il contenuto paleontologico è relativamente abbondante nel banco basale, in cui STEFANINI G. (1915) e BERNASCONI & ROBBA (1993) segnalano la presenza di *Pecten fuchsi*, *P. burdigalensis*, *Loripes dentatus*, a cui si aggiungono nelle marne soprastanti, *Lentipecten denudatum* e *Corbula gibba*.

L'analisi micropaleontologica ha evidenziato ricche associazioni a foraminiferi planctonici tra cui sono significativi *Globigerinoides bisphericus* e *G. trilobus*.

Età. Burdigaliano superiore *p.p.*

Ambiente deposizionale. La deposizione della MOF segna un episodio trasgressivo ed il conseguente approfondimento del bacino, fino a condizioni di piattaforma esterna.

La *formazione del M. Baldo* corrisponde alle "arenarie calcaree azzurre" di STEFANINI G. (1915), alla parte alta della litozona 3 di GELATI (1969) e comprende

la “calcarenite di S. Martino” e la “marna di Runcis” di STEFANI (1982). Affiora solo nel settore NW del Foglio nelle colline tra Cavasso Nuovo e Fanna.

Caratteristiche litologiche e sedimentologiche. La parte inferiore dell’unità è costituita da un banco verde scuro, potente circa 3 m, di areniti glauconitiche fossilifere, a grana medio-grossolana con sparsi ciottolotti di quarzo e selce. Seguono areniti grigie micaceo-glauconitiche medio-fini, con intercalazioni sottili di areniti siltose e calciruditi-calcareniti in grossi banchi con tendenza *fining-thinning upward* alternati a livelli pelitici (Fig. 18). Il cambiamento litologico tra la porzione inferiore silicoclastica e quella calcarea soprastante è evidenziato da una superficie glauconitica intensamente bioturbata (Fig. 18).

Le strutture sedimentarie sono rappresentate nella porzione silicoclastica inferiore da una stratificazione incrociata tipo *hummocky* passante ad una laminazione incrociata da *ripple* da onda, mentre nella porzione calcarenitica soprastante si può osservare una stratificazione incrociata concava a media scala.

L’analisi petrografica ha rivelato una composizione terrigena quarzoso-litica nella parte inferiore (Fig. 17); GRANDESSO & STEFANI (1990) segnalano inoltre, poco sotto la porzione calcarenitica, la presenza di frequenti frammenti vulcanoclastici. Una composizione ricca in allochemi (bioclasti) caratterizza invece la parte calcarenitico-calciruditica soprastante, in cui la frazione terrigena appare più dispersa. Le associazioni a minerali pesanti sono caratterizzate da elevati tenori di granati (mediamente il 70%), epidoti, anfiboli, staurolite e cianite.

Lo spessore massimo è di quasi 300 m.

Rapporti stratigrafici. Il limite superiore della *formazione del M. Baldo* con la *marna di Tarzo* è transizionale ed è posto convenzionalmente al prevalere della componente pelitica su quella arenitica.

Fossili. Il contenuto fossilifero è rappresentato da rari echinidi, coralli individuali e denti di pesci nella porzione inferiore, mentre in quella superiore, affiorante a sud dell’abitato di Runcis (Cavasso Nuovo), appare relativamente più ricco. BERNASCONI & ROBBA (1993) segnalano tra i bivalvi *Paphia taurielliptica*, *Myrtea spinifera*, *Anadara diluvii pertransversa* e *Lucinoma borealis*.

Ricche associazioni a foraminiferi planctonici (*Praeorbulina* spp. e *Orbulina* spp.) sono presenti nelle intercalazioni marnose superiori.

Età. Langhiano-Serravalliano inferiore *p.p.* (STEFANI, 1982).

Ambiente deposizionale. Il banco glauconitico alla base dell’unità testimonia una stasi nella sedimentazione e il contemporaneo instaurarsi di una piattaforma interessata da un sistema di barre sabbiose *off-shore*, soggette a correnti tidali e ad uragani. Nella parte alta dell’unità si registra un progressivo approfondimento verso condizioni epibatiali.

Dominio paleogeografico. Bacino di avampaese distale durante l’evento Insubrico (bacino della “molassa veneto-friulana” *Auctt.*).

Unità strutturale. Sudalpino orientale; unità nealpina di Sequals.

3.5. - MARNA DI TARZO (TRZ)

L'unità, introdotta informalmente da MASSARI *et alii* (1986a; 1986b), corrisponde alle "marne arenacee a *Venus dujardinii* e *Arca diluvii*" di STEFANINI G. (1915), alla litozona 4 di GELATI (1969) e alla "siltite del T. Meduna" di STEFANI (1982).

Essa è generalmente esposta solo per piccole estensioni lungo scassi stradali e in alcuni rii nel settore NW del Foglio e nelle colline di Castelnovo del Friuli, nella

fascia tra Tisins, Franz e La Vile. La sezione di dettaglio (Fig. 19) è stata rilevata lungo il Rio Mondel, ove è ben visibile il limite superiore con l'*arenaria di Vittorio Veneto*. Il limite inferiore non è osservabile in questo settore delle Prealpi Carniche, anche perché l'unità rappresenta un orizzonte di scollamento preferenziale delle unità tettoniche sudalpine esterne.

Caratteristiche litologiche e sedimentologiche. Essa è costituita da siltiti marnose grigio nocciola e marne ad abbondanti fossili. La stratificazione è indistinta tranne che nella parte alta, ove compaiono alcune intercalazioni decimetriche arenacee e livelli conchigliari (Campeis, Tisins; Fig. 20). Lo spessore totale stimato per l'unità è di oltre 200 m.

Rapporti stratigrafici. Il limite superiore con l'*arenaria di Vittorio Veneto* è transizionale ed è posto dove inizia a prevalere la frazione arenitica su quella pelitica (Fig. 19).

Fossili. Il contenuto paleontologico è in genere ricco, con bivalvi (*Venus multilamella glabroides*, *Pelecycora islandicoides*, *Anadara diluvii*, *Glossus humanus*), gasteropodi (*Naticarius tigrinus*, *Turritella turris*), echinidi.

Le associazioni microfaunistiche sono abbondanti e prevalentemente planctoniche con *Orbulina* spp., *Globigerinoides subquadratus*, *Globorotalia praemernardii* e *G. gr. mayerisia-kensis*, indicative di un'età serravalliana. Il contenuto in foraminiferi planctonici si annulla però nella parte più alta dell'unità, contemporaneamente al rinvenimento di microfaune eurialine ad *Ammonia*, *Elphidium* e *Hanzawaia*. Alla base

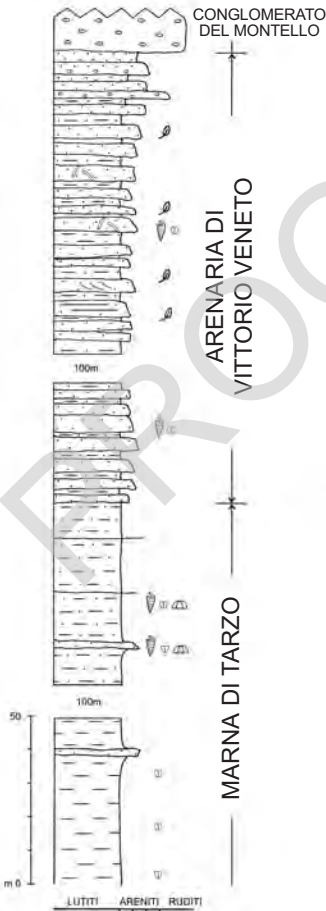


Fig. 19 - Sezione stratigrafica della Marna di Tarzo e dell'Arenaria di Vittorio Veneto (Rio Mondel) (legenda in Fig. 15, pag. 58).



Fig. 20 - Marna di Tarzo: marne siltose con livello conchigliare (presso Tisins).

di tale intervallo sommitale STEFANI (1982) segnala associazioni a nannofossili calcarei (*Discoaster* cf. *bollii*, *D. intercalaris*, *Reticulofenestra pseudoumbilica*), che permettono di collocare i termini più recenti della TRZ nel Tortoniano inferiore.

Età. Serravalliano inferiore *p.p.*-Tortoniano inferiore *p.p.* (STEFANI, 1982).

Ambiente deposizionale. La TRZ mostra una chiara tendenza regressiva, da marne epibatiali alla base dell'unità, a siltiti di prodelta al tetto.

Dominio paleogeografico. Avanfossa della catena Sudalpina orientale (bacino della "molassa veneto-friulana" *Auctt.*).

Unità strutturale. Sudalpino orientale; unità neoalpina di Sequals.

3.6. - ARENARIA DI VITTORIO VENETO (VVE)

L'unità è stata definita in modo informale da MASSARI *et alii* (1986a; 1986b) e corrisponde alle "molasse a *Protoma rotifera* e *Ancilla glandiformis*" di STEFANINI G. (1915), alla litozona 5 di GELATI (1969) e alla "formazione di

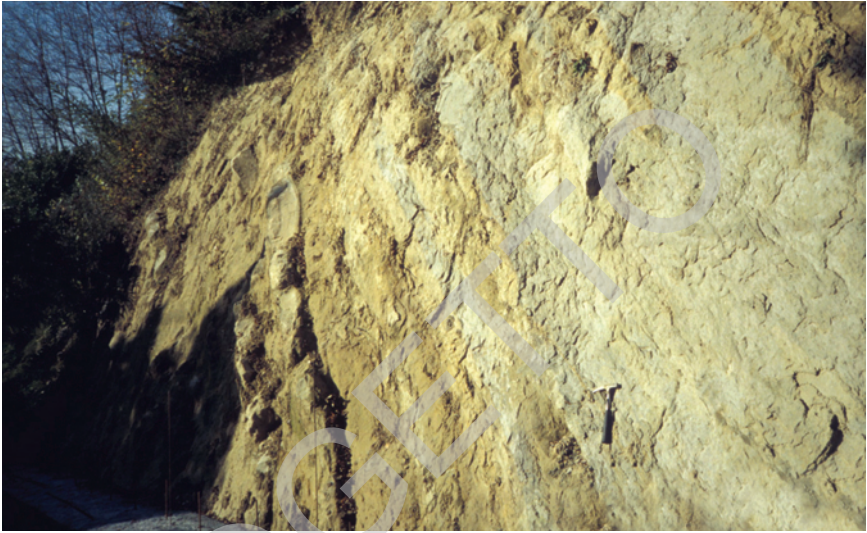


Fig. 21 - *Alternanze di areniti litiche bianco-giallastre e siltiti grigie con sottili intercalazioni di siltiti marnose nell'arenaria di Vittorio Veneto affiorante presso Oltrerugo.*

Maraldi” (STEFANI, 1982). Affiora solo nella fascia collinare tra Travesio e Pinzano e immediatamente a sud delle colline di Sequals. È possibile osservare una buona esposizione di tale unità lungo il Rio Mondel (Tisins), ove sono visibili sia il limite inferiore che il superiore ed è stata rilevata la sezione stratigrafica di riferimento.

Caratteristiche litologiche e sedimentologiche. L'unità è costituita da areniti litiche (calclititi) bianco-giallastre e siltiti grigie con sottili intercalazioni di siltiti marnose (Fig. 21). Le areniti compaiono in strati di spessore decimetrico (10-40 cm) o metrico e mostrano una tendenza *coarsening upward* con passaggio da areniti fini a grossolane, con sparsi ciottoletti verso il tetto dell'unità. Le areniti sono intercalate da siltiti marnose grigio scure, spesso micacee e ricche di frustoli carbo-



Fig. 22 - *Areniti quarzoso-siltose con livello a gasteropodi nell'arenaria di Vittorio Veneto presso Graves.*

niosi; esse hanno spessore metrico nella porzione inferiore e si assottigliano progressivamente verso l'alto (Fig. 19).

Le strutture sedimentarie nelle areniti sono date da gradazione normale, laminazione incrociata a scala media e piccola, ma spesso sono obliterate da una diffusa bioturbazione. Nella parte bassa dell'unità sono presenti livelli conchigliari, mentre nella parte alta sono frequenti grossi resti vegetali.

L'analisi petrografica delle areniti ha evidenziato una predominanza dei frammenti calcarei e dolomitici sui granuli quarzosi (areniti litiche) in quasi tutti i campioni esaminati, ad eccezione di alcuni, ubicati fra Travesio e Pinzano, che hanno rivelato una composizione talora più ricca in clasti silicei (areniti quarzoso-litiche) (Fig. 17). Le associazioni di minerali pesanti hanno contenuti medi di granati intorno al 60% e relativamente abbondanti zircone, tormalina, rutilo, anfiboli, epidoti e staurolite.

Il cambiamento compositivo rispetto a quello delle formazioni precedenti, più ricche in quarzo, riflette l'approssimarsi del fronte della catena Sudalpina orientale che portava in affioramento soprattutto unità carbonatiche mesozoiche (STEFANI, 1987).

Rapporti stratigrafici. Il limite superiore dell'*arenaria di Vittorio Veneto* è posto in corrispondenza del prevalere della frazione ruditica su quella arenitica.

Lo spessore massimo dell'unità supera i 300 m.

Fossili. Abbondanti sono i macrofossili rappresentati da prevalenti gasteropodi (*Conus* spp., *Protoma rotifera*, *Ancilla glandiformis*; Fig. 22) e da bivalvi (*Mytilus fuscus*, *Corbula gibba*); le microfaune sono povere, esclusivamente bentoniche ad *Ammonia*, *Elphidium*, *Textularia* ed *Hanzawaia*.

Età. Per inquadramento stratigrafico e sulla base del contenuto in molluschi la VVE è riferita al Tortoniano *p.p.*

Ambiente deposizionale. Con l'*arenaria di Vittorio Veneto* continua il trend regressivo iniziato con la *marna di Tarzo*: essa è riferibile ad un contesto deltizio sempre più prossimale, passando dalle peliti di prodelta (TRZ) ad areniti di fronte deltizia.

Dominio paleogeografico. Avanzfossa della catena Sudalpina orientale (bacino della "molassa veneto-friulana" *Auctt.*).

Unità strutturale. Sudalpino orientale; unità neoalpina di Sequals.

3.7. - CONGLOMERATO DEL MONTELLO (MON)

Corrisponde ai "conglomerati calcarei a *Ostrea crassissima* con lignite e lenti sabbiose a *Potamides bidentatus*" di STEFANINI G. (1911), alla litozona 6 di GELATI (1969) e, solo in parte, alla "puddinga di Bier" (STEFANI, 1982) e al "conglomerato del M. di Ragogna" di FRASCARI & ZANFERRARI (1977). L'unità affiora molto estesamente tra Sequals e Pinzano e al M. di Ragogna; altri affioramen-

ti molto tettonizzati sono presenti in scaglie tettoniche fra Maniago Libero e Maniago lungo il sovrascorrimento del M. Jouf.

Nell'ambito del Foglio la formazione è stata suddivisa in tre membri, che sono stati distinti cartograficamente in *membro conglomeratico-arenaceo* (MON_1), *membro arenaceo-pelitico* (MON_2) e *membro conglomeratico* (MON_3) (Fig. 23), descritti separatamente più avanti.

Lo spessore totale affiorante è di circa 1.500 metri. Si tratta di un valore minimo per il fatto che il tetto è sempre erosivo; l'estensione minima della lacuna, in affioramento, arriva al Pliocene sup. (età della base del *conglomerato di S. Pietro di Ragogna - SPX*).

Età. Tortoniano superiore *p.p.*-Messiniano inferiore, sulla base dei rapporti stratigrafici sotto e soprastanti, nonché sulla base dell'evoluzione messiniano-pliocenica dell'intero Bacino veneto-friulano.

Ambiente deposizionale. Il *conglomerato del Montello* registra alla base (MON_1) la prosecuzione del *trend* regressivo già riconosciuto nella sottostante VVE, con il passaggio da facies di piattaforma interna a facies di piana alluvio-

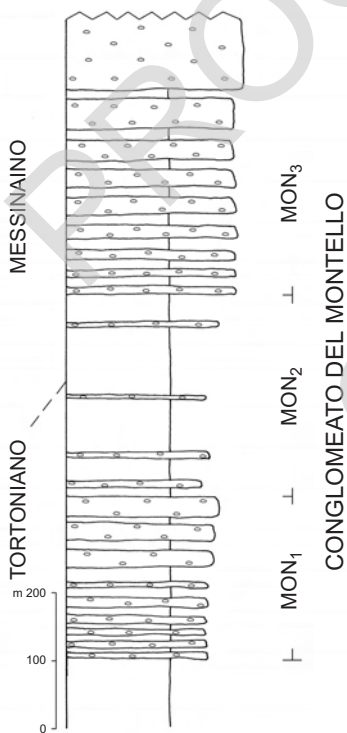


Fig. 23 - Sezione composta del conglomerato del Montello distinto nei suoi tre membri:

MON_1 - membro conglomeratico-arenaceo;

MON_2 - membro arenaceo-pelitico;

MON_3 - membro conglomeratico (legenda in Fig. 15, pag. 58).

nale; segue un nuovo ciclo trasgressivo-regressivo (MON₂) fino ai conglomerati del MON₃ riconducibili ad un ambiente continentale.

Dominio paleogeografico. Avanafossa della catena Sudalpina orientale (bacino della “molassa veneto-friulana” *Auctt.*).

Unità strutturale. Sudalpino orientale; unità nealpina di Sequals.

3.7.1. - *Membro conglomeratico-arenaceo (MON₁)*

Caratteristiche litologiche e sedimentologiche. È costituito da conglomerati in banchi plurimetri a base spesso erosiva, con intercalazioni metriche di arenarie giallastre a stratificazione incrociata concava e planare, localmente bioturbate, e subordinate peliti grigie carboniose. I banchi conglomeratici, di colore bianco-gri-giastro, presentano una tessitura variabile da quella a supporto di matrice a quella a supporto di clasti, con ciottoli carbonatici centimetrici (dimensioni medie: 5-6 cm) da arrotondati a subarrotondati. Ostreidi di grossa taglia sono frequenti nelle arenarie e nei conglomerati e rappresentano un importante carattere diagnostico.

Una buona esposizione del limite inferiore della formazione e di tutto il MON₁ si può osservare lungo il taglio stradale esistente sul fianco occidentale della collina del Castello di Castelnovo, immediatamente a S del cimitero dell’abitato di Vigna, dove è stata rilevata la sezione-tipo (Fig. 24).

L’analisi petrografica delle arenite ha evidenziato che si tratta in prevalenza di arenite litiche caratterizzate da un elevato tenore di clasti carbonatici extrabacinali (calcarei e dolomie) e in subordinate di selce e quarzo (Fig. 17). Il cemento è sempre di natura calcitica.

Anche i ciottoli sono generalmente biancastri e di natura carbonatica; solo nella parte alta di tale membro diventano relativamente comuni ciottoletti rossi di *scaglia rossa* e di selci e calcilutiti giurassico-cretaciche, oltre a scarsi clasti di arenite delle successioni torbiditiche paleogeniche. L’analisi compositiva di 100 ciottoletti (classi 8-16 mm e 16-32 mm) ha rivelato un’assoluta dominanza di clasti di calcari e di dolomie e quantità inferiori al 5% di quarziti e selci.

Le strutture sedimentarie sono rappresentate da una diffusa stratificazione incrociata concava e planare nelle porzioni arenitiche, mentre i corpi conglomeratici presentano spesso una base erosiva ed una stratificazione cuneiforme a basso angolo.

Lo spessore massimo è superiore ai 200 m. Una decisa diminuzione di spessore da est ad ovest è comunque evidente nella lunga fascia di MON₁ tra Col Viali (estremità NE del Foglio Maniago) ed Usago.

Rapporti stratigrafici. Il limite superiore del membro è transizionale ed è posto in corrispondenza del prevalere della frazione arenitica su quella ruditica.

Fossili. Il contenuto fossilifero è dato da frequenti ostreidi di grossa taglia, fino a 25 cm di lunghezza e con gusci molto spessi (*Ostrea crassissima*, *O. gingensis*),

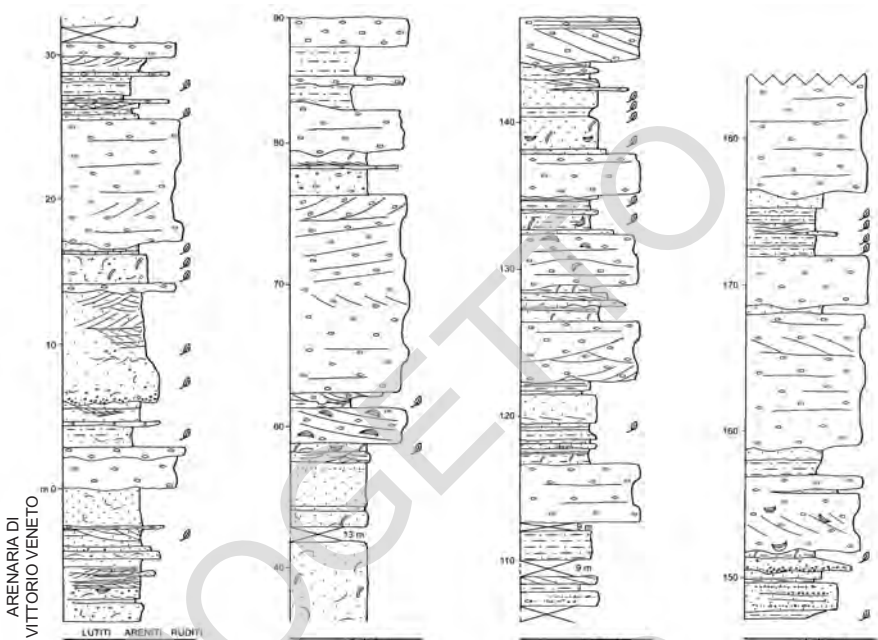


Fig. 24 - Sezione del membro conglomeratico-arenaceo (MON_1) del conglomerato del Montello misurata presso il castello di Castelnovo del Friuli (legenda in Fig. 15, pag. 58).

oltre a rari gasteropodi (*Potamides bidentatus*, *Cerithium rubuginosum*) e bivalvi (STEFANINI G., 1911; 1915).

Età. Il MON_1 viene riferito al Tortoniano più recente in base ai rapporti stratigrafici con l'arenaria di Vittorio Veneto e con il membro soprastante.

Ambiente deposizionale. La sedimentazione del MON_1 è per lo più riconducibile ad un ambiente di piattaforma interna e di spiaggia, passante ripetutamente a facies deltizie e di piana alluvionale.

3.7.2. - Membro arenaceo-pelitico (MON_2)

La sezione stratigrafica tipo (Fig. 25) è stata misurata lungo il Torrente Pontaiba a sud dell'abitato di Manazzons, subito oltre il confine settentrionale del Foglio "Maniago", dove sono ben esposti il MON_2 e la parte inferiore del MON_3 .

Caratteristiche litologiche e sedimentologiche. È costituito in prevalenza da arenarie o sabbie poco cementate bioturbate a laminazione incrociata a piccola scala, caratterizzate da abbondanti drappi pelitici scuri (facies eterolitiche) (Fig. 26). Le sab-

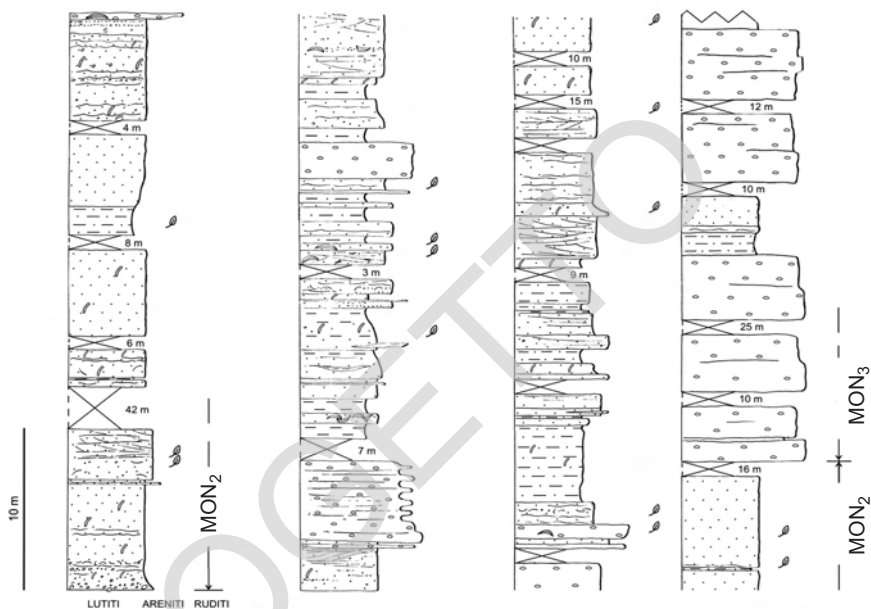


Fig. 25 - Sezione stratigrafica del Torrente Pontaiba (Manazzos): sono esposti i membri arenaceo - pelitico (MON_2) e la parte basale del membro conglomeratico (MON_3) del conglomerato del Montello (legenda in Fig. 15, pag. 58).

bie presentano spesse intercalazioni pelitiche carboniose, ricchissime in resti vegetali e ostreidi concentrati a più livelli (Fig. 27). Le frazioni più grossolane, conglomeratiche, sono in genere subordinate, a granulometria minuta (centimetrico-millimetrica) con ciottoli ben arrotondati e spesso subsferici. Le litofacies di tale membro hanno stratificazione variabile; poiché esse sono più erodibili rispetto a quelle degli altri due membri, il MON_2 dà origine ad una depressione morfologica piuttosto marcata.

Le sabbie hanno rivelato una composizione più ricca in quarzo e selce (fino al 50% del totale) rispetto a quelle del membro inferiore.

Alla base del MON_2 si può osservare nel settore centrale dell'area di Castelnovo (ad es., poco ad ovest di Davour La Mont) la presenza di un corpo clinostratificato costituito da areniti ciottolose e conglomerati arenacei, della potenza di circa 20 m. Esso è interpretabile come un deposito legato ad una freccia litorale che isolava al suo interno una baia.

Lo spessore totale mostra sensibili variazioni laterali, con valori massimi di 300 m nella fascia di affioramento più settentrionale tra la stazione ferroviaria di Travesio ed il Rio Molimes. Nella fascia più meridionale i contatti con i membri sotto e soprastanti sono sempre di natura tettonica.



Fig. 26 - Intercalazione pelitico-sabbiosa del MON_2 in località Romagnoi.

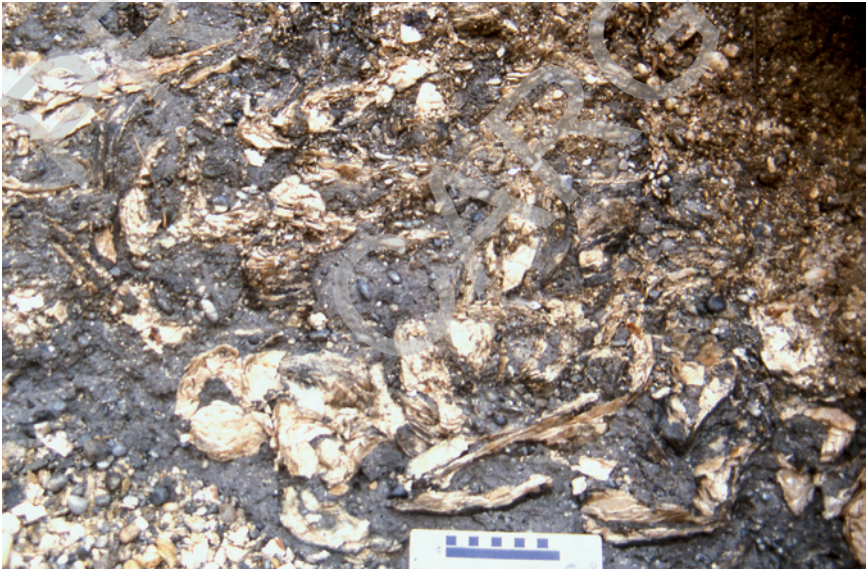


Fig. 27 - Livello sabbioso ad ostree tra conglomerati minuti ad elementi ben arrotondati di quarziti e selci nel MON_2 presso Pinzano al Tagliamento.

Rapporti stratigrafici. Il limite con il membro superiore è transizionale ed è posto in corrispondenza del primo livello conglomeratico plurimetrico, a clasti grossolani e mal cerniti (Fig. 25).

Fossili. Il contenuto fossilifero, del tutto simile a quello del membro inferiore, è dato da frequenti ostreidi, rari gasteropodi, bivalvi ed abbondanti resti vegetali. STEFANINI G. (1912) segnala inoltre il rinvenimento dei resti di una mascella di ruminante (*Hyomoschus crassus*) fluitati nelle sabbie affioranti in sinistra del Torrente Pontaiba, poco a sud di Manazzons.

I residui di lavaggio sono generalmente molto scarsi, se non sterili, con microfaune eurialine (*Elphidium*, *Ammonia*).

Determinazioni geocronologiche. L'analisi del rapporto isotopico $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, esaminato sul guscio di ostreidi in ottimo stato di conservazione, ha permesso di datare con buona approssimazione i membri MON_1 e MON_2 , collocando il limite Tortoniano-Messiniano nella parte intermedia del MON_2 (GRANDESSO *et alii*, 2000). Trova così conferma l'età tortoniana superiore attribuita da STEFANINI G. (1915) alla parte inferiore della successione conglomeratica.

Età. Tortoniano superiore-Messiniano inferiore *p.p.*

Ambiente deposizionale. Nel suo insieme il MON_2 è interpretato come un deposito di piattaforma interna con influssi deltizi, che evolve verso condizioni continentali testimoniate dai conglomerati del MON_3 .

3.7.3. - Membro conglomeratico (MON_3)

Caratteristiche litologiche e sedimentologiche. Affiora estesamente nelle colline tra Sequals e Pinzano, nel M. di Ragogna e nella collina di San Zenone; è spesso molto tettonizzato, con i ciottoli carbonatici improntati e localmente fratturati e con "sgranatura" della roccia nelle numerose zone di faglia (Fig. 64).

Il membro è costituito da conglomerati calcarei mal cerniti, generalmente a supporto di matrice, a ciottoli centimetrico-decimetrici (mediamente 6-8 cm, talvolta fino ai 20 cm), da subarrotondati ad angolosi, in banchi di regola



Fig. 28 - Alternanze di banchi plurimetrici di conglomerati debolmente cementati e di arenarie in strati da medi a spessi nel MON_3 presso Travesio.

plurimetrici con subordinate intercalazioni arenacee o sabbiose giallastre e pelitiche, da giallastre a verdastre e grigie, di spessore decimetrico-metrico. I banchi conglomeratici sono a base piana, apparentemente non erosiva, e mostrano talora una gradazione normale (Fig. 25). Raramente è stata individuata una disposizione embricata dei clasti piatti.

Lo spessore è di almeno 1.000 m, valore minimo in quanto il limite con le soprastanti unità del Pliocene superiore o del Quaternario è sempre erosivo.

Fossili. Le intercalazioni più fini contengono talora rari gasteropodi helici di e abbondanti resti vegetali, quali legni e impronte di foglie (*Carpinus*).

Età. In base ai rapporti stratigrafici con il membro sottostante, ai rapporti di discordanza con il *conglomerato di S. Pietro di Ragogna* (Pliocene sup.), nonché sulla base dell'evoluzione messiniano-pliocenica dell'intero bacino veneto-friulano, il MON₃ affiorante nel Foglio viene riferito al Messiniano inferiore.

Ambiente deposizionale. L'ambiente di sedimentazione del membro conglomeratico sembra riconducibile ad un ambiente di conoide alluvionale e/o di piana alluvionale.

4.- SUCCESSIONE CONTINENTALE PLIOCENICO-QUATERNARIA

(R. Avigliano, G. Monegato, G. Paiero)

4.1. - SUPERSINTEMA DEL FRIULI (SF)

Sono stati attribuiti al *supersintema del Friuli* i depositi plio-quaternari continentali dei principali bacini della regione, di varia genesi e precedenti l'ultima grande fase di aggradazione, culminata nel LGM.

Nel Foglio "Maniago" sono stati distinti all'interno del SF, per le caratteristiche che li contraddistinguono in affioramento, il *conglomerato di San Pietro di Ragogna* (unità litostratigrafica) ed alcuni sistemi (unità UBSU): *il sintema di Borgo di Mezzo*, *il sintema di Aonedis* ed *il sintema di Plaino*. Sono stati attribuiti al SF indistinto i depositi precedenti al LGM affioranti in località diverse nell'ambito del Foglio, ma con incerta collocazione stratigrafica all'interno del supersintema.

Questa scelta è stata fatta in quanto i dati ottenuti da sondaggi, pozzi per acqua e indagini geofisiche, al di là della loro affidabilità, non permettono in genere di stabilire la continuità nel sottosuolo della pianura delle superfici-limite e di riconoscere il bacino di alimentazione dei depositi. Inoltre il sollevamento tettonico del margine prealpino meridionale e quello differenziale che interessa la porzione settentrionale della pianura, dovuto alla presenza di sovrascorrimenti attivi, ha fortemente condizionato le modalità di deposizione, nonché lo spessore e la continuità dei corpi sedimentari costituenti il sottosuolo della pianura settentrionale, rendendo ancor più problematiche le correlazioni tra i depositi affioranti e quelli sepolti.

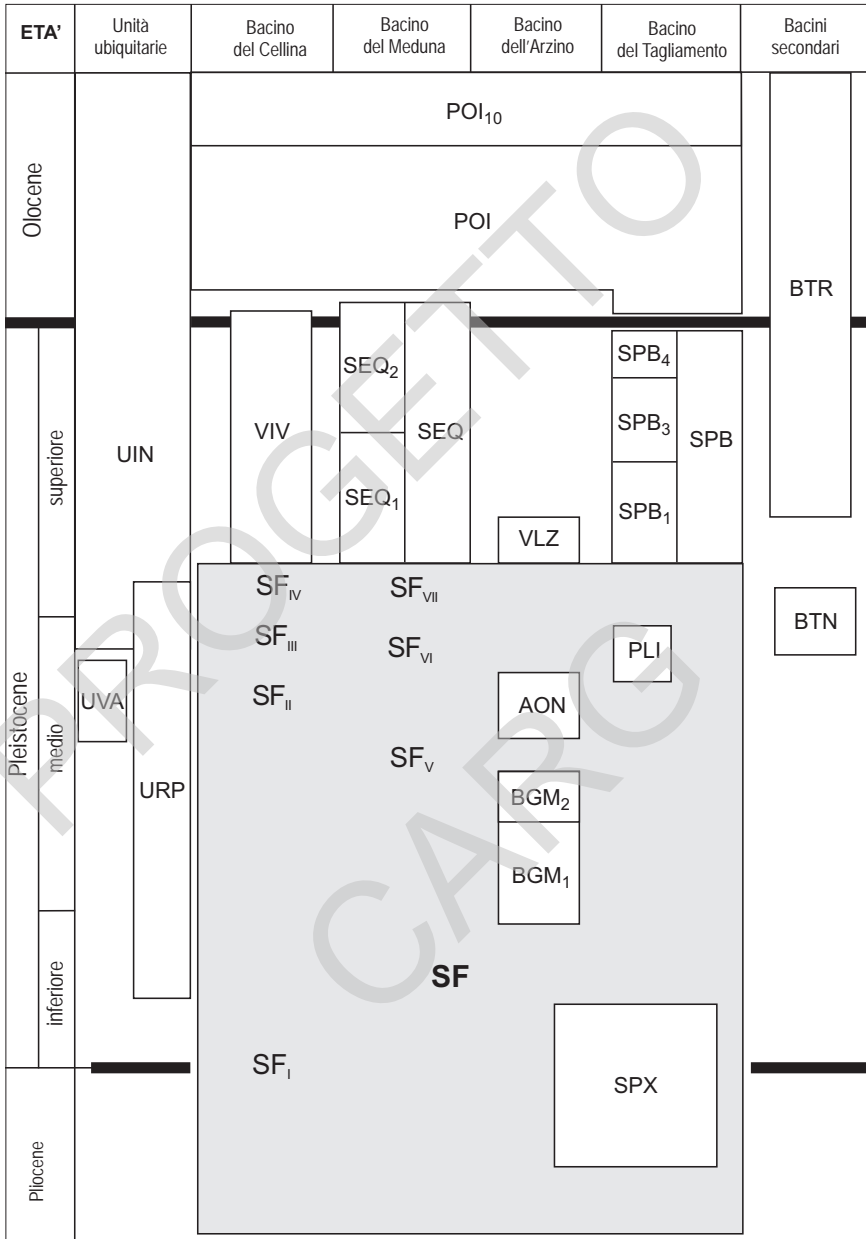


Fig. 29 - Schema dei rapporti cronostratigrafici delle unità plio-quadernarie.

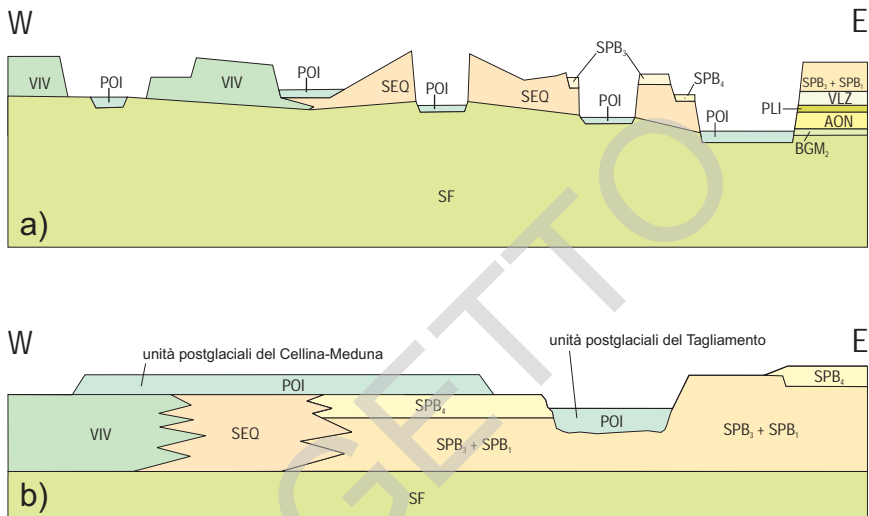


Fig. 30 - Schemi dei rapporti stratigrafici delle unità plio-quadernarie rispettivamente dei settori settentrionale (a) e meridionale (b) del Foglio "Maniago".

A causa di queste incertezze, i depositi più antichi rispetto al LGM affioranti nell'alta pianura e a ridosso dei rilievi, di cui non sono chiari i rapporti reciproci e con le unità sintemiche, sono stati rappresentati come **SF indistinto** sulla carta geologica; in Fig. 31 sono identificati con dei pedici ("conglomerati di Maniago Libero": **SF_I**, "depositi ghiaiosi di Maniago Libero": **SF_{II}**, "depositi ghiaiosi di Ponte del Giulio": **SF_{III}**, "depositi ghiaiosi di Mesinis": **SF_{IV}**, "depositi ghiaiosi di Ponte di Pietra": **SF_V**, "depositi ghiaiosi di Valeriano": **SF_{VI}**, "morenico scheletrico sparso del Monte di Ragogna": **SF_{VII}**). Per ciascuno di questi depositi viene riportata la descrizione delle caratteristiche litologiche e sedimentologiche e, dove possibile, un'interpretazione dei reciproci rapporti stratigrafici.

Superfici-limite e rapporti stratigrafici. La superficie basale del SF è di natura erosiva, marcatamente diacrona e probabilmente polifasica: essa ha cominciato a formarsi durante la fase regressiva messiniana. La superficie-limite più significativa del SF è stata osservata in affioramento sulle pendici meridionali del Monte di Ragogna, dove il *conglomerato di San Pietro di Ragogna* poggia localmente con una discordanza angolare di 45° sul *conglomerato del Montello*.

Anche la superficie sommitale del SF è diacrona: essa coincide con le superfici erosive di genesi glaciale e alluvionale presenti alla base delle unità più recenti che si sovrappongono quasi completamente al SF; localmente è rappresentata da *top* deposizionali variamente rimodellati e caratterizzati da suoli decisamente sviluppati, in alcuni casi policiclici.

A) Depositi affioranti del SF indistinto

SF_I: conglomerato di Maniago Libero. Affiora in lembi più o meno estesi presso Maniago Libero. Gli affioramenti più significativi sono ubicati a nord del terrazzo di Maniago Libero, entro una profonda incisione, e a est del terrazzo stesso dove formano una parete continua per circa 250 m e alta 12-15 m. Il conglomerato poggia sul substrato carbonatico nell'incisione a monte del terrazzo di Maniago Libero, alle pendici del M. Jouf. La superficie di appoggio basale è posta a 300-305 m s.l.m. Si tratta di conglomerati ben cementati a stratificazione orizzontale, localmente interessati da fenomeni di dissoluzione carsica. I clasti sono arrotondati-subarrotondati e mediamente classati. Le dimensioni medie dei clasti sono attorno ad 1 cm, quelle massime 60 cm. La tessitura è a supporto di clasti. Lo spessore affiorante del corpo è di circa 40 metri. Si tratta di depositi alluvionali del T. Cellina, caratteristici di un corso d'acqua di tipo *braided* ad alta energia ed alveo ghiaioso; non è escluso che si tratti di un insieme di depositi di varia età.

I depositi sono interessati da faglie inverse che continuano anche nel substrato e sono inclinati di circa 30° verso SW. Le deformazioni sono legate all'attività del sovrascorrimento del M. Jouf. Nel Foglio 24-Maniago della Carta Geologica delle Tre Venezie alla scala 1: 100.000, in cui ricade questo settore (ZENARI, 1927; 1929),

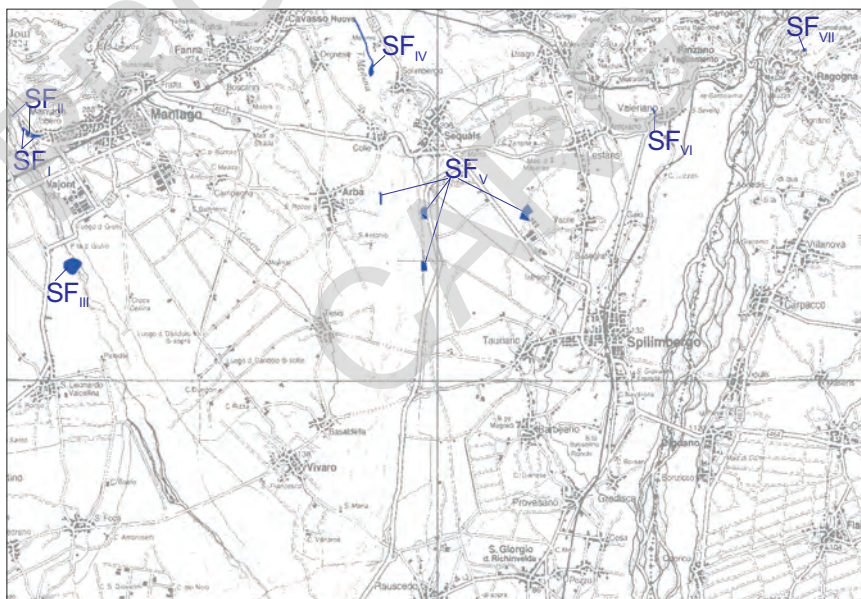


Fig. 31 - Distribuzione dei depositi indistinti del supersistema del Friuli descritti nel testo e identificati dai pedici.

i depositi sono compresi nei “Conglomerati diluviali di varia età”. In base al forte grado di cementazione e di dissoluzione carsica, nonché all’ apprezzabile deformazione, si attribuisce dubitativamente il SF_I al Pleistocene inferiore.

SF_{II}: depositi ghiaiosi di Maniago Libero. Corrispondono a un corpo ghiaioso non cementato che forma il terrazzo di Maniago Libero, a q. 350 m s.l.m. Poggiano direttamente sul substrato costituito dal *calcare del Monte Cavallo*. La superficie del terrazzo rappresenta un *top* deposizionale rimodellato su cui si è sviluppato un suolo policiclico, spesso circa 2 m, con orizzonte argillico e colore 5YR (AVIGLIANO *et alii*, 2002b). I depositi sono costituiti da ghiaie con matrice sabbiosa ed hanno stratificazione da orizzontale ad inclinata. I clasti sono arrotondati-subarrotondati, mediamente classati, con dimensioni medie di circa 1 cm, massime fino a 15 cm. Il deposito è molto addensato. La tessitura è a supporto di clasti. Lo spessore è di circa 20 m. Si tratta di depositi alluvionali del T. Cellina, caratteristici di un corso d’acqua di tipo *braided* ad alta energia ed alveo ghiaioso. La superficie del terrazzo è circa 40 m più in alto della superficie di accumulo del *sintema di Vivaro*. Tale dislivello è imputato all’attività recente del sovrascorrimento del M. Jouv. Nel Foglio 24-Maniago della Carta Geologica delle Tre Venezie (ZENARI, 1927; 1929) i depositi sono compresi nei “Conglomerati diluviali di varia età”. In base al grado di evoluzione del suolo ed al sollevamento subito questi depositi sono stati attribuiti al Pleistocene medio.

SF_{III}: depositi ghiaiosi di Ponte del Giulio. Affiorano in modo discontinuo in località Ponte del Giulio lungo l’alveo attivo del corso d’acqua, alla base dell’incisione postglaciale del Torrente Cellina, ad una quota circa 30 m più bassa rispetto alla superficie del terrazzo (AVIGLIANO *et alii*, 2002a; 2002b). Lo spessore visibile dei depositi è di circa 2 m. I depositi del SF_{III} sono distinguibili da quelli attuali del Cellina e da quelli del *sintema di Vivaro*, che gli si sovrappongono, per la presenza nella loro parte più superficiale di un orizzonte pedogenico molto evoluto (paleosuolo). Il paleosuolo è spesso fino a 90 cm ed è caratterizzato da un orizzonte argillico di colore 5YR-7.5YR e limite inferiore irregolare (Fig. 32a, b). I depositi sono caratteristici di un corso d’acqua *braided* ad alveo ghiaioso, sono costituiti da ghiaie grossolane con matrice sabbiosa, a stratificazione orizzontale. I clasti sono da arrotondati a subarrotondati, mediamente classati, con dimensioni medie attorno a 1 cm, massime fino a 15 cm. Il deposito è molto addensato, ma non cementato. La tessitura è a supporto di clasti.

L’evoluzione del paleosuolo lascia supporre che la paleosuperficie su cui si è sviluppato sia rimasta indenne da sedimentazione per un prolungato periodo di tempo, dopo il quale è iniziata l’ultima fase di aggradazione del Cellina, rappresentata dal *sintema di Vivaro*. La stabilità della superficie potrebbe essere messa in relazione ad un assetto idrografico simile all’attuale, ovvero di un corso d’ac-



Fig. 32a - Panoramica dell'affioramento del paleosuolo nell'alveo del Torrente Cellina presso il Ponte del Giulio (inverno 2001).

Fig. 32b - Sezione del paleosuolo in corrispondenza della superficie-limite superiore dei depositi ghiaiosi di Ponte del Giulio, affiorante in sinistra idrografica del Torrente Cellina.

qua con alveo incassato entro scarpate di terrazzo fluviale nel suo tratto medio-vallivo. In base alla posizione stratigrafica ed alla presenza del paleosuolo, questi depositi sono stati attribuiti al Pleistocene medio-?superiore. Mancano elementi che permettono una correlazione diretta con i depositi del SF_{II}.

SF_{IV}: depositi ghiaiosi di Mesinis. Sono situati alla base della scarpata sinistra del T. Meduna presso Mesinis, a nord di Solimbergo. Sono separati dal *sintema di Sequals* da una superficie di discontinuità caratterizzata da un orizzonte

di ghiaie alterate con matrice limoso-argillosa arrossata. I depositi sono costituiti prevalentemente da ghiaie grossolane con matrice sabbioso-limosa, a stratificazione da orizzontale a debolmente inclinata. I clasti sono da arrotondati a subarrotondati, mediamente classati, con dimensioni medie di 1 cm, massime di 35 cm. Il deposito è addensato e localmente cementato. La tessitura è a supporto di clasti. Lo spessore massimo affiorante del SF_{IV} è di 6 m. Si tratta di depositi alluvionali del bacino del Meduna, caratteristici di un corso d'acqua di tipo *braided* ad alta energia ed alveo ghiaioso.

Presso Mesinis una parte dei depositi mostra un'inclinazione di 10° verso N, dovuta all'attività del sovrascorrimento di Solimbergo (Fig. 7). In base alla posizione stratigrafica ed al grado di deformazione questi depositi sono stati attribuiti dubitativamente al Pleistocene medio.

SF_V : depositi ghiaiosi di Ponte di Pietra. Affiorano alla base della scarpata del terrazzo di Arba, in prossimità dell'alveo attivo del Meduna, e nelle sezioni delle cave di Sequals-Ponte di Pietra e di Spilimbergo-Vacile (Fig. 33).

I depositi, appartenenti al bacino del Meduna, sono costituiti in prevalenza da ghiaie grossolane con matrice sabbioso-limosa, a stratificazione da orizzontale a debolmente inclinata, con subordinati livelli, lenti o lingue di sabbia. I clasti sono arrotondati-subarrotondati, mediamente classati, con dimensioni medie dei clasti di 1 cm, massime di 35 cm. Il deposito è addensato. La tessitura è prevalentemente a supporto di clasti. Si tratta di depositi alluvionali, caratteristici di un corso



Fig. 33 - Superficie di appoggio basale erosiva del subsistema di Arba (SEQ_2) sui depositi ghiaiosi di Ponte di Pietra (SF_V) (cava presso Vacile).

d'acqua di tipo *braided* ad alta energia ed alveo ghiaioso. Le strutture sono associate a depositi di canale e di barra. Lo spessore massimo affiorante del SF_V è di 6 m. Il SF_V è coperto dai depositi del *sintema di Sequals* nella sua parte sommitale è localmente presente un sedimento di suolo di spessore da centimetrico a decimetrico e colore 10YR, troncato dalla superficie erosiva alla base del *sintema di Sequals*. In base alla posizione stratigrafica ed alla presenza del sedimento di suolo, questi depositi sono stati attribuiti al Pleistocene medio-superiore.

SF_{VI}: depositi ghiaiosi di Valeriano. Affiorano lungo le scarpate del Rugo di Valeriano; lo spessore massimo affiorante dei depositi è di 5 m. In corrispondenza della superficie deposizionale rimodellata è presente un suolo argilloso spesso circa 50 cm, di colore 7.5YR, probabilmente in parte colluviato, sul quale poggia il *sintema di Villuzza*. I depositi sono costituiti prevalentemente da ghiaie grossolane con matrice sabbioso-limosa, a stratificazione orizzontale. I clasti sono da arrotondati a subarrotondati, mediamente classati; le dimensioni medie dei clasti sono di 1 cm, quelle massime sui 25 cm. Il deposito è addensato. La tessitura è a supporto di clasti. La litologia dei clasti prevalentemente carbonatica fa supporre una loro provenienza dai bacini del Meduna o dell'Arzino. In base alla posizione stratigrafica ed alla presenza del paleosuolo, questi depositi sono stati attribuiti al Pleistocene medio..

SF_{VII}: morenico scheletrico sparso del Monte di Ragogna. Il “morenico scheletrico sparso” è costituito da massi isolati del diametro massimo di 2 m, di natura prevalentemente calcareo-dolomitica, interessati da una vistosa dissoluzione carsica superficiale. I massi rappresentano ciò che rimane di un deposito glaciale del bacino del Tagliamento precedente al LGM; essi sono distribuiti sul versante meridionale del Monte di Ragogna ad una quota tra 320 e 340 m s.l.m., la quale non è compatibile con quella massima dei depositi del *sintema di Spilimbergo* (250-275 m s.l.m.). Per posizione stratigrafica questo deposito potrebbe essere correlato con il *sintema di Plaino* del Pleistocene medio.

B) Depositi del sottosuolo

Da quando è stata iniziata una raccolta sistematica dei dati di sottosuolo, sono state proposte varie interpretazioni sulla costituzione del sottosuolo della pianura. Ricordiamo qui quelle di STEFANINI S. & CUCCHI (1977) e DAL PRÀ & ANTONELLI (1979). STEFANINI S. & CUCCHI (1977), sulla base della distribuzione delle ghiaie per intervalli di profondità (analisi condotta fino ad una profondità massima di 120 m dalla superficie), indicano zone di successiva migrazione dei principali corsi d'acqua che interessano la regione (Piave, Cellina, Meduna, Tagliamento, Torre e Isonzo) e concludono che “... nei periodi precedenti i conoidi erano più individuati

e ristretti. Essi hanno subito nel tempo un costante incremento di dimensioni che li ha portati ad unirsi in sistemi". DAL PRÀ & ANTONELLI (1979), sulla base dell'analisi di stratigrafie di pozzi per acqua, fanno una ricostruzione schematica della struttura del sottosuolo dei conoidi dei torrenti Cellina e Meduna al passaggio tra l'alta e la bassa pianura. La Fig. 34 è tratta da questo lavoro e mostra come, grossomodo in corrispondenza della linea delle risorgive, si passa da alluvioni prevalentemente ghiaiose costituenti il sottosuolo dell'alta pianura ad alluvioni prevalentemente sabbiose e pelitiche costituenti quello della bassa pianura.

Le caratteristiche e gli spessori delle successioni sedimentarie del sottosuolo della pianura ricadente nell'area del Foglio, appartenenti al SF indistinto, sono state ricostruite sulla base delle stratigrafie di pozzi per acqua e di sondaggi geognostici integrati da qualche dato geofisico. Nel sottosuolo si riconoscono due settori con caratteristiche sedimentarie diverse: la proiezione in superficie della fascia in corrispondenza alla quale variano le condizioni di sedimentazione corrisponde grossomodo al corso attuale del Meduna.

Nel settore occidentale del Foglio il sottosuolo è costituito da una successione monotona di ghiaie irregolarmente cementate, con intercalati rari livelli sabbiosi e pelitici di esiguo spessore e scarsa continuità. Questa situazione è legata alla persistenza nel tempo di ambienti di conoide alluvionale dei torrenti Cellina e Meduna. La profondità dal p.c. alla quale comincia la cementazione dei depositi è mediamente di 40 m in prossimità del margine settentrionale e tende ad aumentare verso sud, ma su questo aspetto i dati sono spesso discordanti. Com'è

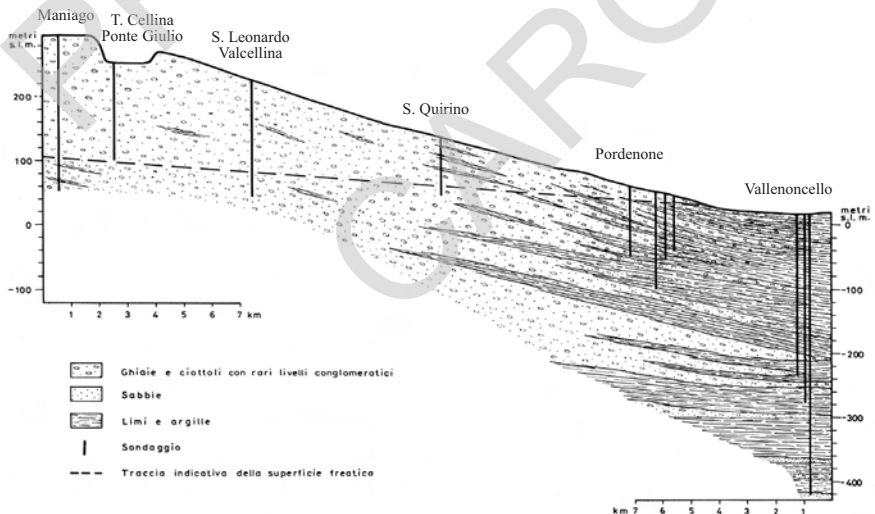


Fig. 34 - Sezione schematica del sottosuolo del conoide del Cellina ricostruita sulla base delle stratigrafie di alcuni pozzi per acqua (da DAL PRÀ & ANTONELLI (1979), modificata).

da attendersi, la granulometria media dei depositi diminuisce nella parte distale, mentre aumentano gli spessori e la continuità dei livelli sabbiosi e pelitici, che restano in ogni caso subordinati rispetto a quelli ghiaiosi.

Nel sottosuolo del settore orientale del Foglio (area dello Spilimberghese), pur restando predominante la frazione ghiaiosa, i livelli sabbiosi e pelitici sono più frequenti, hanno spessori plurimetrici e mostrano una certa continuità. Questa situazione è evidentemente connessa alla variabilità nel tempo e nello spazio dei bacini di alimentazione e degli ambienti deposizionali a cui sono legati questi depositi nonché alla posizione più distale, nei confronti dell'altro settore, rispetto alle zone di alimentazione. La cementazione è molto irregolare e non può essere utilizzata come indice di correlazione tra i depositi, essendo evidentemente legata a fattori locali. Anche in questo settore, la granulometria media dei depositi diminuisce nella parte distale ed aumentano gli spessori e la continuità dei livelli sabbiosi e pelitici.

4.1.1. - *Conglomerato di San Pietro di Ragogna (SPX)*

Questa formazione affiora in modo discontinuo sul versante meridionale del Monte di Ragogna, tra l'idrometro di Pinzano e Canodusso (Fig. 1 f.t. e Fig. 37). Nei Fogli 25-Udine della Carta Geologica delle Tre Venezie alla scala 1:100.000 questi depositi sono attribuiti ai "Conglomerati villafranchiani" (FERUGLIO, 1925a).

Superfici-limite e rapporti stratigrafici. Il limite inferiore è evidenziato da una discordanza angolare di 20°-45° sul *conglomerato del Montello*; la discontinuità è ben visibile lungo il versante meridionale del Monte di Ragogna. Il limite superiore del SPX presenta una discordanza angolare con il *sintema di Borgo di Mezzo* di circa 15°.

Caratteristiche litologiche e sedimentologiche. Si tratta di conglomerati ben cementati, con stratificazione da planare ad incrociata; la matrice, arenaceo-siltosa, è rossastra. I clasti sono classati, da subarrotondati ad arrotondati con dimensioni medie attorno ai 3 cm e massime attorno ai 20 cm. Come litologia risultano prevalenti i carbonati (più del 70%), ma sono presenti in quantità significative anche vulcaniti, metamorfiti e arenarie. La tessitura è a supporto di clasti. È costituito da corpi sedimentari sovrapposti e localmente interdigitati, attribuibili al Torrente Arzino ed al Fiume Tagliamento.

Nella porzione basale è presente un livello limoso-sabbioso potente alcuni metri, molto ricco di macroresti organici (torbe molto compresse) e di gusci di molluschi d'acqua dolce (STEFANINI G., 1911).

Ambiente deposizionale. I depositi sono caratteristici di un corso d'acqua *braided* con alveo ghiaioso. Il livello basale è di ambiente lacustre.

Fossili. Sono presenti nel livello basale molluschi d'acqua dolce (*Bithynia tentaculata*, *Planorbis* cfr. *planorbis*; *Valvata* sp.; *Pisidium amnicum*; *Pisidium* sp.),

macroresti vegetali e semi di varie specie (*Carpinus betulus*, *Nuphar lutea*, *Najas marina*, *Menyanthes* cfr. *trifoliata*, *Nymphaea* cfr. *alba*); l'analisi palinologica ha messo in evidenza la presenza abbondante di Taxodiaceae (MONEGATO, 2006).

Età. Dallo studio palinologico e paleocarpologico è emerso che l'età del deposito si può collocare nell'intervallo Pliocene superiore-Pleistocene inferiore.

Evidenze neotettoniche. I depositi presentano un'inclinazione mediamente attorno ai 45° verso SSE di origine tettonica; la direzione degli strati (N60°E) è analoga a quella misurata sia nel *conglomerato del Montello* al letto sia nel *sintema di Borgo di Mezzo* al tetto.

4.1.2. - *Sintema di Borgo di Mezzo* (BGM)

Sono stati attribuiti al BGM i depositi alluvionali che costituiscono il conoide dell'Arzino formatosi nel Pleistocene inferiore (?)-medio, quando il fiume sboccava nell'alta pianura attraverso l'attuale varco di Pinzano. Tali depositi costituiscono una sequenza di conoide alluvionale contenente probabilmente più episodi deposizionali (PAIERO & MONEGATO, 2003).

Da FERUGLIO questi depositi sono stati attribuiti in un primo momento (1925a) ai "Conglomerati villafranchiani"; in seguito ai "Conglomerati diluviali di varia età" (1929b).

Il BGM è stato suddiviso nel *subsintema di Pinzano* (BGM₁) e nel *subsintema di Via di Molin* (BGM₂).

4.1.2.1. - *Subsintema di Pinzano* (BGM₁)

Questa unità è rappresentata da sedimenti alluvionali del Torrente Arzino costituenti una sequenza di conoide alluvionale in posizione apicale; affiora lungo il tratto settentrionale delle scarpate del Tagliamento a partire dalla stretta di Pinzano. Gli affioramenti più significativi si trovano: lungo la scarpata sinistra del Tagliamento, presso l'idrometro di Pinzano (Fig. 1 f.t.); sulle scarpate della profonda incisione del Rio Ponte; lungo la scarpata destra del Tagliamento presso la stazione di Pinzano e, infine, nel Torrente Gercia.

Superfici-limite e rapporti stratigrafici. Il limite inferiore corrisponde ad una superficie di erosione, visibile nell'incisione del Rio Mordaro, modellata sul *conglomerato di San Pietro di Ragogna*. Tra i due depositi è presente una discordanza angolare di 15°.

Il limite superiore è costituito da una superficie di erosione di genesi alluvionale caratterizzata da una discontinuità angolare di circa 20° tra i depositi del BGM₁ e quelli del soprastante *sintema di Aonedis*.

Caratteristiche litologiche e sedimentologiche. I depositi sono costituiti da ghiaie grossolane con matrice sabbiosa, con intercalati livelli sabbiosi, a stratificazione da inclinata a suborizzontale. I clasti, generalmente alterati, sono da subangolosi a subarrotondati; le dimensioni medie sono attorno a 3 cm, quelle massime fino a 60 cm. Come litologia risultano prevalenti i carbonati (più dell'80%) con subordinati elementi terrigeni. Le ghiaie sono prevalentemente mal classate; le sabbie mostrano talvolta laminazione parallela o incrociata a basso angolo. I depositi sono addensati e generalmente cementati. La tessitura è prevalentemente a supporto di clasti. Lo spessore dell'unità è indeterminato, quello affiorante è di circa 40 m.

Ambienti deposizionali. Si tratta di depositi di conoide alluvionale, relativi ad un corso d'acqua ad elevata energia ed alveo ghiaioso. Le strutture sono associate a depositi di canale e barra.

Età. La posizione stratigrafica di tale unità rispetto al *conglomerato di San Pietro di Ragogna* ed al *sintema di Aonedis*, nonché il grado di deformazione dei depositi, consentono di collocarla, sia pure dubitativamente, nel Pleistocene inferiore-medio.

Bacino di appartenenza. Bacino dell'Arzino, in base alla composizione litologica dei clasti ed alla collocazione geografica dei depositi affioranti.

Evidenze neotettoniche. I depositi presentano un'inclinazione verso SSE, mediamente attorno ai 30°, di origine tettonica, con direzione N60°E degli strati.

4.1.2.2. - Subsintema di Via di Molin (**BGM₂**)

Comprende i depositi alluvionali del Torrente Arzino che probabilmente appartengono alla porzione più recente e non deformata del BGM; essi affiorano alla base della scarpata sinistra del Tagliamento, a valle del Rio Fos fino ad Aonedis, dove sono presenti gli affioramenti più significativi.

Superfici-limite e rapporti stratigrafici. Il limite inferiore è indeterminato. Il limite superiore è costituito da una superficie di debole erosione di genesi alluvionale che mette a contatto il BGM₂ con il soprastante *sintema di Aonedis*; in particolare tale limite, sulla sezione della scarpata sinistra del Tagliamento presso Aonedis (Fig. 1 f.t.), è caratterizzato da un orizzonte pedogenizzato continuo a quota 130 m s.l.m., caratterizzato da un orizzonte argillico di circa 50 cm di colore 7.5YR (Fig. 35).

Caratteristiche litologiche e sedimentologiche. I depositi sono costituiti da ghiaie grossolane con matrice sabbiosa debolmente limosa, con intercalati livelli sabbiosi (spessi fino a 1-2 m), a stratificazione da inclinata a suborizzontale. I clasti sono subarrotondati; le dimensioni medie sono di circa 1,5 cm, quelle massime sui 20 cm. Come litologia risultano prevalenti i carbonati (più dell'80%) con subordinati elementi ibridi e silicei. Le ghiaie sono prevalentemente mal classate; le sabbie mostrano talvolta laminazione parallela o incrociata a basso angolo. I depositi sono generalmente addensati. La tessitura è preva-

lentamente a supporto di clasti. Lo spessore dell'unità non è rilevabile, quello affiorante è di circa 5 m.

Ambienti deposizionali. Si tratta di depositi di conoide alluvionale medio-distale, relativi ad un corso d'acqua ad elevata energia ed alveo ghiaioso. Le strutture sono associate a depositi di canale, barra e *overbank*.

Età. La posizione stratigrafica di tale unità rispetto al *sintema di Aonedis* consente di collocarla, sia pure dubitativamente, nel Pleistocene medio.

Bacino di appartenenza. Bacino dell'Arzino, in base alla composizione litologica dei clasti ed alla collocazione geografica dei depositi affioranti.

4.1.3. - *Sintema di Aonedis (AON)*

L'unità, costituita da sedimenti alluvionali dell'Arzino, affiora con continuità lungo la scarpata sulla sinistra idrografica del Tagliamento da S. Pietro di Ragogna fino a Villanova (Fig. 1 f.t.) e nelle incisioni del Rio Mordaro, del Rio Ponte e del

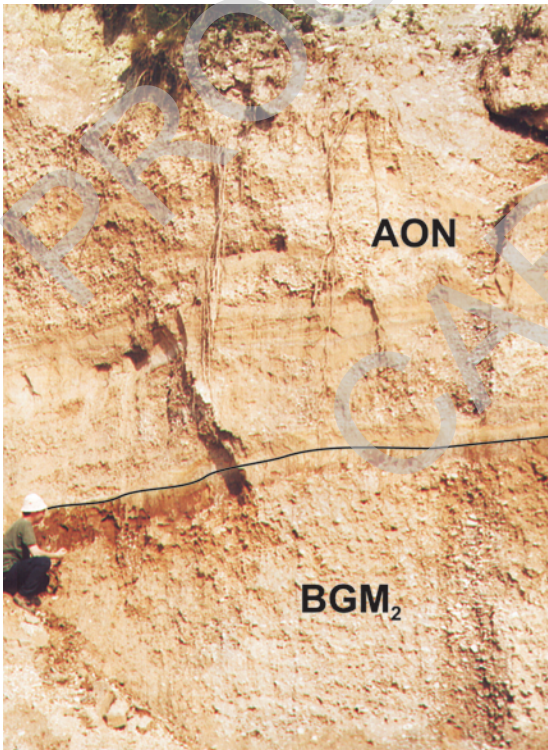


Fig. 35 - Paleosuolo affiorante lungo la scarpata sinistra del Tagliamento presso Via di Molin (Fig. 1 f.t.) in corrispondenza del limite tra il subsintema di Via di Molin (BGM_2) e il sintema di Aonedis (AON).

Rio Fos. Alcuni lembi del AON affiorano anche lungo la scarpata destra del Tagliamento presso Campeis.

Nel Foglio 25-Udine della Carta Geologica delle Tre Venezie in cui ricade anche un settore del Foglio 065 “Maniago” (FERUGLIO, 1925a; 1929b) i depositi sono cartografati come “conglomerati diluviali di varia età”.

Superfici-limite e rapporti stratigrafici. Il limite inferiore è dato da una superficie di erosione di origine alluvionale modellata localmente nel *sintema di Borgo di Mezzo*.

Il limite superiore è costituito generalmente da una superficie erosiva o talora, presso Pinzano, dal *top* deposizionale rimodellato e sepolto dai depositi del *subsystema di Canodusso*, in corrispondenza del quale si è preservato un paleosuolo ben evoluto potente 1,2 m di colore 7.5YR - 5YR (Fig. 36).

Caratteristiche litologiche e sedimentologiche. I depositi sono costituiti da ghiaie grossolane con matrice sabbiosa, a stratificazione da suborizzontale ad inclinata, spesso alternate a livelli, lenti o lingue di sabbia o sabbia limosa. I clasti sono da subarrotondati a subangolosi; le dimensioni medie e quelle massime diminui-

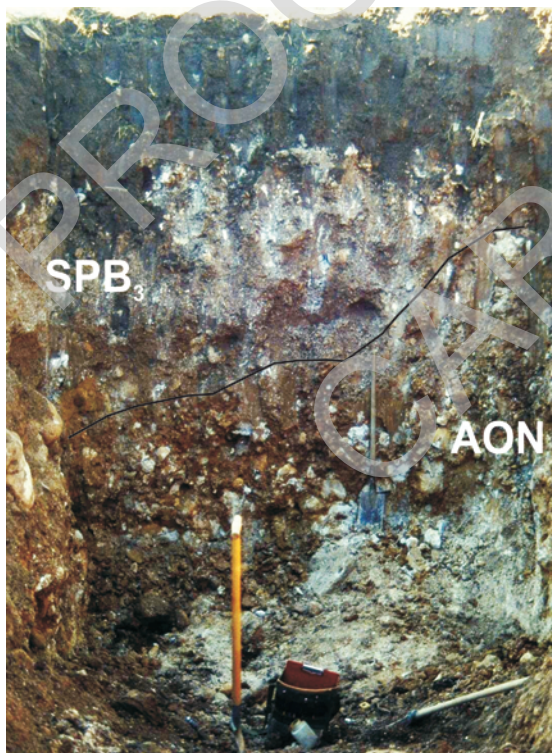


Fig. 36 - Paleosuolo al tetto dei depositi del sintema di Aonedis (AON), sepolto dalle ghiaie del subsystema di Canodusso (SPB₃), intercettato in una trincea presso Pinzano.

scono nel senso del trasporto, passando da 3 a 1,5 cm e rispettivamente da 20 a 10 cm. Come litologia risultano prevalenti i carbonati (più dell'80%) con subordinati elementi ibridi e silicei. Le ghiaie sono prevalentemente mal classate; le sabbie mostrano talvolta una laminazione parallela o incrociata a basso angolo. I depositi sono addensati e localmente cementati. La tessitura è prevalentemente a supporto di clasti. Lo spessore massimo del AON è di circa 20 m sulla scarpata sinistra del Tagliamento, presso la confluenza del Rio Fos; a monte dell'incisione del Rio Ponte lo spessore dell'unità si riduce a meno di 10 metri.

Ambienti deposizionali. Si tratta di depositi relativi ad un corso d'acqua di tipo *braided* ad elevata energia ed alveo ghiaioso. Le strutture sono associate a depositi di canale, barra e *overbank*.

Determinazioni geocronologiche. Deposit organici contenuti nel AON, affioranti presso Aonedis, alla quota di 130 m s.l.m., hanno fornito un'età radiocarbonio convenzionale > 43.000 anni BP (Rome-1428).

Età. In base alla posizione stratigrafica ed al grado di evoluzione dei suoli si attribuisce il AON al Pleistocene medio.

Bacino di appartenenza. Bacino dell'Arzino, in base alla composizione litologica dei clasti ed alla collocazione geografica dei depositi affioranti.

Evidenze neotettoniche. I depositi presentano, nell'incisione del Rio Ponte, un'inclinazione media di 10° verso SSE di evidente origine tettonica; la direzione degli strati (N60°E) è analoga a quella misurata nelle unità sottostanti; le superfici di discontinuità risultano dislocate dalla faglia Arba-Ragogna (PAIERO & MONEGATO, 2003).

4.1.4. - *Sintema di Plaino (PLI)*

Quest'unità raggruppa i depositi glaciali più antichi affioranti nell'Anfiteatro glaciale del Tagliamento; essi sono segnalati da FERUGLIO (1929a) nella scarpata di Borgo di Mezzo del Rio Ponte, ma attualmente non sono più affioranti. I depositi fluvio-glaciali ad essi correlati affiorano, invece, lungo la scarpata sinistra del Tagliamento ed all'interno delle incisioni dei rii Ponte e Fos (Fig. 1 f.t.).

Superfici-limite e rapporti stratigrafici. Il limite inferiore è rappresentato da una superficie erosiva sui depositi alluvionali del *sintema di Aonedis*.

Il limite superiore è costituito da una superficie erosiva e localmente dal *top* deposizionale rimodellato e sepolto dalle unità più recenti, in corrispondenza del quale si è preservato un paleosuolo con orizzonte argillico potente 120 cm di colore 7.5 YR -5YR.

Caratteristiche litologiche e sedimentologiche. I depositi affioranti sono costituiti da ghiaie grossolane con matrice sabbiosa a stratificazione suborizzontale; i clasti sono subarrotondati, le dimensioni medie sono di circa 1,5 cm, quel-

le massime sui 20 cm. Come litologia risultano prevalenti i carbonati (più del 70%) con subordinati elementi ibridi, silicei, vulcanici e metamorfici. I depositi sono generalmente mal classati e addensati. La tessitura è a supporto di clasti. Lo spessore del deposito è di circa 6 m.

Età. In base alla posizione stratigrafica ed al grado di pedogenesi della superficie-limite superiore, il PLI viene attribuito al Pleistocene medio.

Bacino di appartenenza. Bacino del Tagliamento, in base alla composizione litologica dei clasti ed alla collocazione geografica ed altimetrica dei depositi affioranti.

4.2. - SINTEMA DI VILLUZZA (VLZ)

Questa unità è costituita da sedimenti alluvionali dell'Arzino che prima del LGM defluiva dalla stretta di Pinzano. Gli affioramenti più significativi sono ubicati nelle sezioni esposte lungo la scarpata sinistra del Tagliamento tra il Rio Mordaro e Aonedis (Fig. 1 f.t.) e in particolare sulle scarpate dell'incisione del Rio Fos, dove meglio si osservano i rapporti con le unità sopra e sottostanti. Il VLZ affiora anche lungo la scarpata destra del Tagliamento ed all'interno dell'incisione del Rugo di Valeriano.

Nei fogli della Carta Geologica delle Tre Venezie alla scala 1:100.000 in cui ricade il Foglio "Maniago" (FERUGLIO, 1925a; 1929b; ZENARI, 1927; 1929) essi corrispondono ai "conglomerati diluviali di varia età".

Superfici-limite e rapporti stratigrafici. Il limite inferiore è rappresentato da una superficie di erosione modellata nel *sintema di Plaino* e, localmente lungo il Rugo di Valeriano, nel *supersintema del Friuli* indistinto (SF_{VI}). Il limite superiore corrisponde ad una superficie di erosione di geni alluvionale e glaciale.

Data la posizione della superficie-limite inferiore e l'età del VLZ si può ipotizzare un rapporto di eteropia con il *sintema di Sequals*.

Caratteristiche litologiche e sedimentologiche. I depositi sono costituiti generalmente da ghiaie grossolane con matrice sabbiosa debolmente limosa, a stratificazione da suborizzontale a inclinata, spesso alternate a livelli, lenti e lingue di sabbia o sabbia limosa. I clasti sono da subangolosi a subarrotondati, le dimensioni medie e quelle massime diminuiscono nel senso del trasporto, passando da 2 a 0,5 cm e rispettivamente da 20 a 10 cm. Come litologia risultano prevalenti i carbonati (più dell'80%) con subordinati elementi ibridi e silicei. Le sabbie mostrano talvolta una laminazione parallela o incrociata a basso angolo. I depositi sono addensati, prevalentemente mal classati e localmente cementati. La tessitura è in prevalenza a supporto di clasti. Nella scarpata in sinistra idrografica del Tagliamento il VLZ presenta uno spessore di 10 m in corrispondenza del Rio Mordaro e si assottiglia a circa 5 m nella parte di scarpata che prosegue a sud del Rio Fos.

Ambienti deposizionali. Questi depositi sono legati ad un corso d'acqua di tipo *braided* ad elevata energia con strutture associate a depositi di canale, barra e *overbank*.

Determinazioni geocronologiche. Depositati organici attribuiti all'unità *inferiore dei bacini secondari* (v. Capitolo V - sezione 4.7.1.) hanno fornito un'età radiocarbonio convenzionale di 33.750 ± 950 a ^{14}C BP (Rome-1396). Essi sono situati alla base dei depositi del VLZ e affiorano lungo la scarpata destra del Tagliamento alla quota di 170 m s.l.m.

Età. In base ai rapporti stratigrafici con le altre unità ed alla datazione effettuata si attribuisce il VLZ al Pleistocene superiore.

Bacino di appartenenza. Bacino dell'Arzino, in base alla composizione litologica dei clasti ed alla collocazione geografica ed altimetrica dei depositi affioranti.

4.3. - SINTEMA DI SPILIMBERGO (SPB)

Appartengono al SPB i depositi alluvionali e glaciali del bacino del Tagliamento connessi all'ultima fase di aggradazione culminata nel LGM. Il SPB è suddiviso nel *subsistema di Santa Margherita* (SPB₁), nel *subsistema di Canodusso* (SPB₃) e nel *subsistema di Remanzacco* (SPB₄).

In determinati casi particolari, poiché non sono state riscontrate superfici di discontinuità o altre peculiari caratteristiche che permettessero la suddivisione nei subsistemi sopra citati, sono stati attribuiti al SPB *indistinto* le seguenti litofacies.

- Il "morenico scheletrico sparso" costituito da massi isolati di natura prevalentemente calcareo-dolomitica e da conglomerati paleozoici e cenozoici, del diametro massimo di 3 m. I blocchi calcareo-dolomitici non presentano segni di dissoluzione carsica. I massi rappresentano ciò che rimane dei depositi glaciali del SPB; essi sono distribuiti sul versante meridionale del Monte di Ragogna ad una quota tra 250-275 m s.l.m., nella zona di Campeis e sul terrazzo di Pinzano.
- I depositi fluvioglaciali del LGM affioranti o subaffioranti lungo le scarpate del Tagliamento. Essi sono costituiti da ghiaie grossolane, localmente con blocchi, a stratificazione orizzontale, con matrice sabbiosa, talvolta alternate a livelli, lenti o lingue di sabbie. I clasti sono da subangolosi a subarrotondati, da mal classificati a mediamente classificati; le dimensioni medie-massime dei clasti sono di 2-40 cm. In tutti i depositi del SPB risultano prevalenti i carbonati (più del 70%) con subordinati elementi ibridi, silicei, vulcanici e metamorfici.

I depositi sono addensati e localmente cementati. La tessitura è prevalentemente a supporto di clasti. Lo spessore dei depositi è variabile: sulla destra idrografica del Tagliamento, presso Pinzano, è di circa 2 m, aumentando a 10 m a Valeriano e fino a 15 m presso Spilimbergo; sulla sinistra idrografica varia da circa 10 m presso San Pietro di Ragogna a 25 m presso Aonedis.

Il limite inferiore è rappresentato da una superficie d'erosione di natura alluvionale. Nell'interpretazione della carota del sondaggio CARG-FVG S3 "Arzene" essa è stata posta a -29,00 m dal p.c., in corrispondenza ad un livello di ghiaie alterate (Fig. 48).

4.3.1. - *Subsistema di Santa Margherita (SPB₁)*

Comprende i sedimenti glaciali e fluvioglaciali depositi durante la fase di massima espansione glaciale nella valle del Tagliamento avvenuta durante il LGM. Nell'anfiteatro morenico del Tagliamento esso è caratterizzato da cerchie discontinue e rimodellate. Nella pianura proglaciale i depositi fluvioglaciali sono stati parzialmente erosi e coperti da quelli del *subsistema di Canodusso*.

Gli affioramenti più significativi sono ubicati nell'incisione del Rio Fos e sul fianco meridionale del Monte di Ragnogna (Fig. 37).

Nei fogli della Carta Geologica delle Tre Venezie in cui ricade l'area del Foglio "Maniago" (FERUGLIO, 1925a; 1929b; ZENARI, 1927; 1929), questi depositi rientrano nelle "Morene dell'ultima glaciazione (Würmiana) e degli stadi postglaciali" e nei "Depositati fluvioglaciali ed alluvionali terrazzati" del "Diluviale recente".

Superfici-limite e rapporti stratigrafici. Il limite inferiore dei depositi glaciali è osservabile nelle incisioni del Rio Ponte e del Rio Fos. Nella carota del sondaggio CARG-FVG S1, eseguito in località Santa Margherita (ZANFERRARI *et alii*,

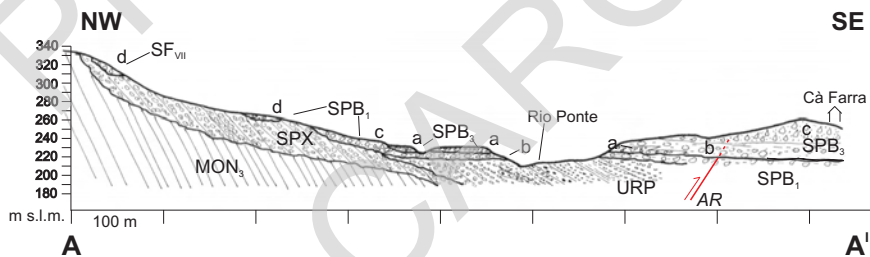


Fig. 37 - Sezione geologica schematica della sezione del Rio Ponte. *MON₃*: conglomerato del Montello; *SPX*: conglomerato di San Pietro di Ragnogna; *URP*: unità del Rio Ponte; *SF_{VII}*: "morenico scheletrico sparso del Monte di Ragnogna"; *SPB₁*: subsistema di Santa Margherita; *SPB₃*: subsistema di Canodusso. *a*: depositi alluvionali; *b*: till d'alloggiamento; *c*: till di ablazione l.s.; *d*: "morenico scheletrico sparso"; *AR*: sovraccorrimiento Arba-Ragnogna.

2008a), la superficie-limite è stata individuata a quota 152 m s.l.m., dove un deposito glaciale attribuito al SPB₁ appoggia su un deposito alluvionale-lacustre che ha fornito un'età radiocarbonio AMS di 21.990 ± 820 a ¹⁴C BP (Ua-23265).

Il limite superiore è costituito in parte da una superficie erosiva, sulla quale poggiano le unità più recenti, in parte dall'originaria superficie deposizionale rimodellata, che localmente coincide con la superficie topografica ed è caratterizzata da suoli con profilo di alterazione di tipo A-B-C e colore 7.5YR. Nella pianura tale superficie è sepolta dal *subsistema di Canodusso* e i depositi delle due unità non sono tra loro distinguibili.

Caratteristiche litologiche e sedimentologiche. I depositi fluvio-glaciali del SPB₁ sono stati osservati nelle incisioni del Rio Ponte e del Rio Fos dove avviene la transizione con il *diamicton* glaciale. I depositi sono costituiti da ghiaie grossolane, localmente con blocchi, a stratificazione orizzontale, con matrice sabbiosa. I clasti sono da subangolosi a subarrotondati, mal classati; le dimensioni medie dei clasti sono di 2 cm, quelle massime sui 40 cm. La tessitura è a supporto di clasti. I depositi sono addensati e localmente cementati. Essendo indistinguibile la superficie-limite tra i depositi fluvio-glaciali del SPB₃ e quelli del SPB₁, questi sono stati entrambi cartografati all'interno del *sistema di Spilimbergo* indistinto.

I depositi glaciali sono costituiti dalle seguenti facies:

- *Diamicton* massivo contenente blocchi, di dimensioni massime superiori ai 2 m; i clasti sono da subangolosi a subarrotondati, striati e sfaccettati, sono caratterizzati da un'alterazione poco sviluppata (ibridi alterati, carbonati poco alterati, vulcaniti non alterate), la matrice è limoso-sabbiosa, non alterata, con colore variabile da 2.5Y a 10YR. Il deposito è da addensato a molto addensato, localmente cementato, la tessitura è a supporto di matrice. Lo spessore dei depositi è molto variabile, arrivando a circa 40 m (*till* indifferenziato) (SPB_{1c1}).
- *Diamicton* massivo con clasti subarrotondati-subangolosi, striati, sfaccettati e levigati, con dimensioni medie di 2-5 cm; sono caratterizzati da un'alterazione poco sviluppata (ibridi alterati, carbonati poco alterati, vulcaniti non alterate); la matrice è limosa, ha un colore compreso tra 2.5Y e 10YR. Il deposito è molto addensato, la tessitura è a supporto di matrice, sono presenti strutture deformative di evidente origine glacioteonica. Lo spessore del *diamicton*, molto variabile, è mediamente di circa 10 m (*till* di alloggiamento) (SPB_{1c4}). Localmente sono presenti sabbie e limi, con struttura da massiva a laminata piano-parallela, generalmente molto addensati, di colore 2.5Y; nei sedimenti laminati sono presenti *dropstone*. Questi corpi sedimentari, non cartografabili, hanno geometria lenticolare e sono potenti da pochi centimetri a circa 2 m (depositi glaciali-lacustri).
- *Diamicton* massivo contenente blocchi di dimensioni massime superiori ai 2 m; i clasti sono da subarrotondati ad angolosi, striati e sfaccettati; la matrice è sabbioso-limosa, non alterata, con colore variabile da 2.5Y a 10YR. Il deposito è

addensato e localmente cementato. La tessitura è a supporto di matrice. Lo spessore visibile dei depositi è molto variabile e arriva fino a 20 m (*till* di ablazione) (SPB_{1c5}).

Ambienti deposizionali. I depositi fluvioglaciali sono legati a corsi d'acqua prossimali al ghiacciaio e di tipo *braided*, i depositi lacustri sono di ambiente subglaciale; i depositi glaciali sono di ambiente subglaciale e supraglaciale.

Età. In base alla datazione ¹⁴C Ua-23265 e alla continuità con gli analoghi depositi cartografati nel Foglio "Udine" si attribuisce il SPB₁ al Pleistocene superiore.

Bacino di appartenenza. Bacino del Tagliamento, in base alla composizione litologica dei clasti ed alla morfologia dei depositi affioranti.

4.3.2. - *Subsistema di Canodusso (SPB₃)*

Comprende i depositi glaciali e fluvioglaciali relativi all'ultima fase di massima espansione del ghiacciaio del Tagliamento durante il LGM.

I depositi glaciali formano la cerchia dell'anfiteatro caratterizzata dalle quote maggiori (300 m s.l.m. a Canodusso e 279 m s.l.m. a San Giacomo); le dorsali hanno generalmente una doppia cresta e sono interrotte dalle selle (sfioratori), attraverso le quali defluivano gli scaricatori fluvioglaciali. Il SPB₃ è morfologicamente ben distinto dal *subsistema di Santa Margherita* per la freschezza delle forme presenti. Gli affioramenti più significativi dei depositi glaciali si osservano all'interno delle incisioni del Rio Ponte (Fig. 37) e del Rio Riulis.

In pianura i depositi fluvioglaciali attribuiti al SPB₃ costituiscono la parte superficiale della piana proglaciale (*sandur*) che si estende esternamente all'anfiteatro morenico con gradiente di pendenza decrescente. Il microrilievo evidenzia che la piana proglaciale è costituita dall'insieme dei conoidi alimentati dagli scaricatori glaciali durante quest'ultima fase di espansione glaciale del LGM. Nel settore occidentale della fronte glaciale i conoidi di maggiori dimensioni sono quelli formati in corrispondenza degli scaricatori di Pinzano e S. Daniele; tra questi è compreso un altro di minori dimensioni, alimentato dallo scaricatore di Pignano. Il *sandur*, che ha raggiunto il suo massimo sviluppo durante questa fase, è stato eroso e disseccato durante la successiva fase cataglaciale e nel postglaciale.

Nei fogli della Carta Geologica delle Tre Venezie in cui ricade l'area del Foglio "Maniago" (FERUGLIO, 1925a; 1929b; ZENARI, 1927; 1929) questi depositi rientrano nelle "Morene dell'ultima glaciazione (Würmiana) e degli stadi postglaciali" e nei "Depositati fluvioglaciali ed alluvionali terrazzati" del "Diluviale recente".

Superfici-limite e rapporti stratigrafici. Il limite inferiore del SPB₃ è costituito da una superficie erosiva di genesi in parte glaciale e in parte alluvionale. La superficie di appoggio basale dei depositi glaciali è visibile nell'incisione del Rio

Ponte: in tali affioramenti è modellata nei depositi del *subsistema di Santa Margherita*, nell'*unità del Rio Ponte*, nel *conglomerato di San Pietro di Ragogna* e nel *conglomerato del Montello*. Le analogie di ambienti deposizionali e di facies, nonché la mancanza di una discontinuità legata a una stasi sedimentaria significativa (paleosuolo), rendono i depositi fluvioglaciali del SPB₃ difficilmente distinguibili in pianura da quelli del *subsistema di Santa Margherita*. La superficie-limite inferiore del SPB₃ si suppone essere di origine erosiva, ma non risulta chiaramente riconoscibile.

Il limite superiore del SPB₃ è dato dall'originaria superficie deposizionale rimodellata e, localmente, da una superficie di erosione modellata dagli scaricatori fluvioglaciali durante la fase di incisione cataglaciale e postglaciale. Dove la superficie-limite superiore coincide con il *top* deposizionale originario, essa è caratterizzata da suoli mediamente evoluti con profilo tipo A-B-C (spessore medio degli orizzonti A+B di circa 70 cm e colore 10YR - 7.5YR).

Caratteristiche litologiche e sedimentologiche. I depositi sono costituiti dalle litofacies di seguito descritte.

I depositi fluvioglaciali (SPB_{3b}), in prossimità dell'anfiteatro morenico, sono costituiti da sedimenti ghiaiosi contenenti grossi blocchi, massivi o grossolanamente stratificati, con matrice sabbiosa con una debole componente limosa. La granulometria dei depositi diminuisce, mentre la loro organizzazione aumenta nella parte distale del *sandur*, dove si trovano ghiaie sabbiose debolmente limose a stratificazione da orizzontale a inclinata, talvolta alternate a livelli, lenti o lingue di sabbia. I clasti sono da arrotondati a subarrotondati. La classazione aumenta nel senso del trasporto, le dimensioni medie e quelle massime dei clasti variano da 2 a 1 cm e rispettivamente da 100 a 10 cm. Le sabbie talvolta mostrano una laminazione parallela o incrociata a basso angolo. I depositi sono addensati e localmente cementati. La tessitura è prevalentemente a supporto di clasti.

I depositi glaciali sono costituiti dalle seguenti facies.

- *Diamicton* massivo contenente blocchi, i clasti sono da angolosi a subarrotondati, striati, sfaccettati e localmente levigati, la matrice è limosa o sabbioso-limosa, non alterata, con colore variabile da 2.5Y a 10YR; il deposito è da addensato a molto addensato, la tessitura è a supporto di matrice. Localmente all'interno sono presenti sabbie e limi, con struttura da massiva a laminata piano-parallela, di colore 2.5Y (*till* indifferenziato) (SPB_{3c1}).
- *Diamicton* massivo contenente blocchi aventi dimensioni massime superiori ai 2 m, i clasti sono da angolosi a subarrotondati, striati, la matrice è sabbioso-limosa, non alterata, con colore variabile da 2.5Y a 10YR; il deposito è addensato, la tessitura è variabile da supporto di matrice a supporto di clasti. Localmente all'interno sono presenti sabbie e limi, con struttura da massiva a laminata piano-parallela, di colore 2.5Y; sono presenti anche ghiaie sabbiose, da caotiche a grossolanamente stratificate, mal classate, da addensate a molto

addensate, i clasti sono da angolosi a subarrotondati, con dimensioni medie da 1 a 3 cm, le dimensioni massime sono variabili; la tessitura è prevalentemente a supporto di matrice. Questi corpi sedimentari hanno geometria lenticolare e sono potenti da pochi centimetri a circa 2 m. Lo spessore dei depositi è molto variabile e raggiunge i 60 m in corrispondenza della morena laterale di Canodusso (*till* di ablazione) (**SPB_{3c5}**).

Ambienti deposizionali. Per i depositi alluvionali, l'ambiente di deposizione varia da quello proglaciale ad elevata energia ad un ambiente fluvioglaciale distale dove le acque di ablazione si organizzano in alvei di tipo *braided*, ai quali sono associabili strutture di canale e di barra. I depositi lacustri e fluviali presenti all'interno di quelli glaciali sono di ambiente subglaciale; i depositi glaciali sono subglaciali di alloggiamento e supraglaciali di ablazione *s.l.*

Determinazioni geocronologiche. Una datazione radiocarbonio su un frammento ligneo, rinvenuto in un deposito ghiaioso presente alla base dei depositi glaciali di fondo, ha fornito un'età di 19.075 ± 160 anni ¹⁴C BP (Rome-1393).

Età. Il *subsistema di Canodusso* è stato attribuito al Pleistocene superiore; in particolare la datazione ottenuta ed i rapporti stratigrafici con le altre unità permettono di collocarla posteriormente ai 19.000 anni ¹⁴C BP.

Bacino di appartenenza. Bacino del Tagliamento, in base alla composizione litologica dei clasti ed alle evidenze morfologiche.

4.3.3. - *Subsistema di Remanzacco* (**SPB₄**)

Il SPB₄ prende il suo nome dall'omonima località situata sul conoide formato durante la fase cataglaciale del LGM dallo scaricatore del ghiacciaio del Tagliamento, che aveva la direzione dell'attuale Torrente Torre. Tale conoide costituisce il settore orientale dell'alta pianura friulana (ZANFERRARI *et alii*, 2008a). Nel Foglio "Maniago" il SPB₄ comprende i depositi glaciali, fluvioglaciali e fluviali del Tagliamento depositi durante la fase cataglaciale del LGM. Il SPB₄ è suddiviso, nell'anfiteatro morenico tilaventino, in una serie di unità informali riconosciute su base morfologica; esse raccolgono i depositi glaciali e fluvioglaciali relativi a tre lobi diversi del ghiacciaio che hanno originato le cerchie moreniche cataglaciali all'interno dell'anfiteatro. Di queste unità è presente nel Foglio "Maniago" solamente l'*unità di Muris* (SPB_{4A}).

Sono attribuiti al SPB₄ *indistinto*:

- parte dei depositi alluvionali che formano i terrazzi presenti entro l'incisione del Tagliamento e variamente sospesi sull'alveo attuale (Campeis, stazione di Pinzano, S. Pietro di Ragogna e Casa Romano);
- i depositi costituenti il conoide telescopico sviluppatosi a valle dell'incisione formata nella fase cataglaciale dallo scaricatore di San Daniele ed attual-

mente percorsa dal Torrente Corno, il cui lembo occidentale si osserva presso San Lorenzo di Sedegliano);

- i depositi costituenti il conoide telescopico sviluppatosi a valle dell'incisione formata nella fase cataglaciale dallo scaricatore di Pinzano ed attualmente percorsa dal Tagliamento, il cui lembo occidentale si osserva tra Pozzo e Arzene.

Affioramenti dell'unità sono visibili sulle scarpate dei terrazzi precedentemente citati e in scavi occasionali sulla superficie dei conoidi.

Nei fogli della Carta Geologica delle Tre Venezie in cui ricade l'area del Foglio "Maniago" (FERUGLIO, 1925a; 1929b; ZENARI, 1927; 1929) i depositi rientrano tra le "Morene dell'ultima glaciazione (Würmiana) e degli stadi post-glaciali" e nei "Depositivi fluvio-glaciali ed alluvionali terrazzati" del "Diluviale recente".

Superfici-limite e rapporti stratigrafici. Il limite inferiore dei corpi sedimentari attribuiti al SPB₄ indistinto è rappresentato da una superficie erosiva di generi alluvionale. Considerando la natura prevalentemente ghiaiosa della successione sedimentaria del sottosuolo dell'alta pianura friulana, la superficie-limite inferiore del SPB₄ è difficilmente distinguibile sia in affioramento che nelle stratigrafie di pozzi e sondaggi.

Il limite superiore del SPB₄ è dato in parte da una superficie di erosione di natura alluvionale ed in parte dal *top* deposizionale originario, parzialmente rimodellato, caratterizzato da suoli con profilo tipo A-B-C e colori prevalenti 7.5YR-10YR.

Caratteristiche litologiche e sedimentologiche. I depositi alluvionali (SPB_{4b}) attribuiti al SPB₄ indistinto sono costituiti prevalentemente da ghiaie grossolane con matrice sabbiosa, a stratificazione suborizzontale, talvolta alternate a livelli, lenti e lingue di sabbia e peliti. Le ghiaie sono da mediamente a mal classate; i clasti sono subarrotondati; le dimensioni medie e quelle massime dei clasti diminuiscono nel senso del trasporto passando da 2 a 1 cm e rispettivamente da 30 a 15 cm. Le ghiaie e le sabbie talvolta mostrano una laminazione parallela o incrociata a basso angolo. I depositi sono mediamente addensati e non cementati. La tessitura è prevalentemente a supporto di clasti. Lo spessore dei depositi è di circa 2 m nei terrazzi presenti nell'incisione del Tagliamento, mentre è indeterminato in corrispondenza dei conoidi telescopici.

Ambienti deposizionali. Si tratta di depositi alluvionali legati a corsi d'acqua di tipo *braided*. Le strutture sono associate a depositi di canale, barra e *overbank*.

Età. Il SPB₄ è stato attribuito al Pleistocene superiore sulla base dei rapporti stratigrafici con le unità con le quali viene a contatto, datate nell'area del Foglio "San Vito al Tagliamento" (ZANFERRARI *et alii*, 2008b).

Bacino di appartenenza. Bacino del Tagliamento, in base alla composizione litologica dei clasti ed alle evidenze morfologiche.

4.3.3.1. - Unità di Muris (**SPB_{4A}**)

L'unità di Muris nel Foglio “Maniago” è costituita dai depositi glaciali di ablazione e fluvioglaciali prossimali legati al “lobo di San Daniele” del ghiacciaio del Tagliamento, che defluiva nella depressione compresa tra il Monte di Ragogna ed il Monte di Susans..

I depositi sono costituiti dalle seguenti litofacies.

- Depositi fluvioglaciali (**SPB_{4Ab}**). Ghiaie medie e grossolane sabbiose, con frequenti livelli sabbioso-limosi massivi di colore 2.5Y; i clasti sono subarrotondati, con dimensioni medie sui 2 cm, massime fino a 40 cm; a questi sono spesso associati limi laminati. Il deposito è poco addensato e mal classato. La tessitura è a supporto di matrice; lo spessore medio è di qualche metro.
- Depositi glaciali, che sono caratterizzati da:
 - a) *diamicton* massivo contenente blocchi; i clasti sono da angolosi a subarrotondati, sono presenti numerosi ciottoli striati, a ferro da stiro, sfaccettati e localmente levigati; la matrice è limosa di colore 2.5Y (5/2-5/3); il deposito è da addensato a molto addensato, la tessitura è a supporto di matrice; lo spessore è di qualche metro (*till* indifferenziato) (**SPB_{4Ac1}**);
 - b) *diamicton* massivo ricco in matrice limosa; i clasti sono da subarrotondati a subangolosi, poco alterati; sono presenti numerosi ciottoli striati e sfaccettati; la matrice è limosa di colore 2.5Y (5/4-6/4); il deposito è poco addensato, la tessitura è a supporto di matrice, lo spessore massimo è di circa 10 m (*till* di ablazione s.l.) (**SPB_{4Ac5}**).

4.4. - SINTEMA DI SEQUALS (**SEQ**)

Sono stati attribuiti al SEQ i depositi alluvionali che costituiscono il caratteristico conoide a due lobi formatosi allo sbocco del Torrente Meduna nell'alta pianura durante la sua ultima fase di aggradazione, avvenuta nel Pleistocene superiore, e prima della fase di incisione olocenica. La forma di questo corpo è stata determinata da due percorsi seguiti dal Torrente Meduna nell'aggirare i rilievi di Sequals e di S. Zenone. Durante il Pleistocene superiore, infatti, il Meduna ha aggirato tali rilievi prima da est, dando origine al conoide di Travesio, e poi da ovest, dando origine al conoide di Arba (AVIGLIANO *et alii*, 2002a).

Nel Foglio 24-Maniago della Carta Geologica delle Tre Venezie alla scala 1:100.000 (ZENARI, 1927; 1929) i depositi sono stati compresi tra i “Depositi fluvioglaciali ed alluvionali terrazzati” del “Diluviale recente”.

Il SEQ è stato suddiviso nel *subsintema di Travesio* (**SEQ₁**) e nel *subsintema di Arba* (**SEQ₂**), comprendenti rispettivamente i depositi costituenti il conoide di Travesio e quello di Arba.

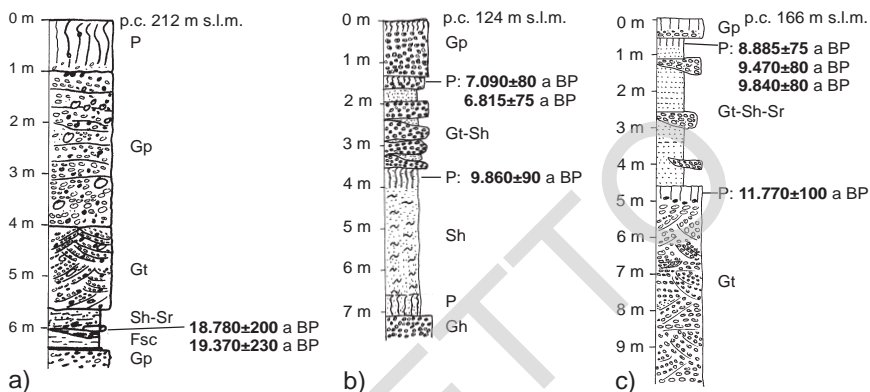


Fig. 38 - Log stratigrafici nei depositi del sistema di Sequals: a) Travesio, località Molevana; b) Barbeano; c) Vacile, cava di ghiaia (vedi Fig. 33). Le sigle delle facies si riferiscono alla classificazione di MIALL (1996: Tab.4.1, p. 59).

Nel sondaggio CARG-FVG S4 “Sequals” (Fig. 50) sono stati attribuiti al SEQ indistinto i depositi prevalentemente ghiaiosi sciolti che coprono le arenarie del *conglomerato del Montello* (MON₂). Le datazioni effettuate sui campioni del sondaggio compresi nell’intervallo tra -4,65 e -3,8 m dal p.c. hanno fornito età 22.210±700 (Beta-163596), 19.065±190 (Ua-21027) e 15.345±125 (Ua-21028) anni ¹⁴C BP. Questa cronologia suggerisce che nella parte media e finale del LGM il bacino di Sequals è rimasto praticamente isolato dalla sedimentazione.

Sono stati attribuiti al SEQ *indistinto* i depositi alluvionali affioranti o subaffioranti lungo le scarpate dell’incisione del Meduna a monte della stretta di Colle. Tale soluzione è stata adottata poiché, nell’ambito di questi depositi, non sono state riscontrate superfici di discontinuità significative o altre peculiari caratteristiche che permettessero la suddivisione nei subsistemi distinti.

4.4.1. - Subsistema di Travesio (SEQ₁)

Sono stati attribuiti al SEQ₁ i depositi del Torrente Meduna costituenti il conoide di Travesio, che è stato disseccato e largamente rimodellato dal Torrente Cosa dopo che il Meduna ha impostato il suo corso ad ovest dei rilievi di Sequals.

Manca una sezione completa del SEQ₁; affioramenti dell’unità sono visibili lungo le scarpate dell’incisione del Cosa tra Travesio e Vacile, nelle scarpate del Rugo di Valeriano, lungo la scarpata destra del Tagliamento tra Valeriano (Borgo Mizzari) e Spilimbergo e in scavi occasionali effettuati sulla superficie del conoide.

Superfici-limite e rapporti stratigrafici. Il limite inferiore del SEQ₁ è dato da una superficie erosiva di genesi alluvionale, visibile tra Travesio e Madonna del Zucco, dove rappresenta la superficie di appoggio basale del SEQ₁ modellata sul substrato

miocenico. Nelle stratigrafie di pozzi e sondaggi, il limite inferiore del SEQ₁ è difficilmente distinguibile a causa della natura prevalentemente ghiaiosa della successione sedimentaria del sottosuolo dell'alta pianura friulana. Il limite superiore del SEQ₁ è dato dal *top* deposizionale originario, parzialmente rimodellato, e, localmente, da una superficie di erosione. Dove il *top* deposizionale originario coincide con la superficie topografica, è caratterizzato da suoli mediamente evoluti con profilo tipo A-B-C e colore compreso tra 7.5 YR e 10 YR. Tra Valeriano e Spilimbergo la superficie-limite superiore del SEQ₁ è sepolta dai depositi fluvio-glaciali del *sintema di Spilimbergo*, mentre a sud di Istrago da quelli alluvionali del *subsintema di Arba*.

Considerate la distribuzione altimetrica, la morfologia di superficie e i dati cronologici, si suppone che il SEQ₁ abbia un rapporto eteropico con i depositi del *sintema di Spilimbergo*, del *sintema di Villuzza* e del *sintema di Vivaro*.

Caratteristiche litologiche e sedimentologiche. I depositi sono costituiti prevalentemente da ghiaie grossolane con matrice sabbiosa a stratificazione orizzontale, incrociata e inclinata, talvolta alternate a livelli, lenti o lingue di sabbia o di limo argilloso organico; i clasti sono da arrotondati a subarrotondati, mediamente classificati; le dimensioni medie dei clasti sono di 1 cm, quelle massime di 20 cm, e diminuiscono nel senso del trasporto. Come litologia risultano prevalenti i carbonati (più dell'80%) con subordinati elementi ibridi e silicei. Il deposito è molto addensato e localmente cementato. La tessitura è prevalentemente a supporto di clasti. Lo spessore del SEQ₁ in corrispondenza dell'alveo del Cosa a Travesio è di circa 15 m, mentre all'altezza di Baseglia è di almeno 30 m.

Ambienti deposizionali. Si tratta di depositi alluvionali legati a un corso d'acqua di tipo *braided*. Le strutture sono associate a depositi di canale e barra.

Determinazioni geocronologiche. In località Molevana (Travesio), intercalati a depositi alluvionali del SEQ₁, sono stati rinvenuti ad una profondità di circa 6 m un frammento ligneo ed alcuni residui vegetali che hanno fornito età radiocarbonio rispettivamente di 18.780 ± 200 (Rome-1160) e 19.370 ± 230 anni ¹⁴C BP (Rome-1161) (Fig. 38, log a).

Età. Non vi sono dati su quando possa essere iniziata l'evoluzione del SEQ₁ per cui essa viene collocata genericamente nel Pleistocene superiore, mentre in base alle determinazioni geocronologiche ed alla collocazione stratigrafica si ritiene che la sua evoluzione si sia conclusa nella parte finale del Pleistocene superiore.

Bacino di appartenenza. Bacino del Meduna, in base alla composizione litologica dei clasti ed alle evidenze morfologiche.

4.4.2. - *Subsintema di Arba (SEQ₂)*

Sono stati attribuiti al SEQ₂ i depositi del Torrente Meduna costituenti il conoide di Arba, parzialmente rimodellato ed inciso dal Meduna stesso e dal Còlvera durante l'Olocene.

Sezioni del SEQ₂ sono visibili lungo la scarpata destra del Meduna all'altezza di Arba e nella cava di Spilimbergo-Vacile (Figg. 33 e 38, *log b*). Altri affioramenti sono visibili su sezioni naturali lungo le scarpate del Torrente Meduna e in cave e scavi occasionali sulla superficie del conoide.

Superfici-limite e rapporti stratigrafici. Il limite inferiore del SEQ₂ è rappresentato da una superficie erosiva di genesi alluvionale, visibile lungo la scarpata destra del Meduna all'altezza di Arba e nelle cave di Vacile e di Sequals, località Ponte di Pietra. In tali affioramenti essa rappresenta la superficie di appoggio basale del SEQ₂ modellata su depositi del Torrente Meduna attribuiti genericamente al *supersintema del Friuli*. Considerando la natura prevalentemente ghiaiosa della successione sedimentaria del sottosuolo dell'alta pianura friulana, il limite inferiore del SEQ₂ è difficilmente distinguibile nelle stratigrafie di pozzi e sondaggi.

Il limite superiore del SEQ₂ è dato dal *top* deposizionale originario, parzialmente rimodellato e dalle superfici erosive modellate dal Torrente Meduna e dal Torrente Còlvera durante l'Olocene. Dove la superficie-limite superiore coincide con il *top* deposizionale è caratterizzata da suoli scarsamente evoluti con profilo tipo A-B-C o A-C e colore 10 YR.

Considerata la distribuzione altimetrica, la morfologia di superficie e i dati cronologici a disposizione si ritiene che il SEQ₂ sia almeno in parte eteropico con il *sintema di Vivaro* e con il *sintema di Spilimbergo*.

Caratteristiche litologiche e sedimentologiche. I depositi sono costituiti prevalentemente da ghiaie grossolane contenenti blocchi con matrice sabbiosa e ghiaie sabbiose a stratificazione grossolana da orizzontale a inclinata, talvolta alternate a livelli, lenti e lingue di sabbia. La frequenza di questi ultimi aumenta verso la parte distale del conoide dove la frazione sabbioso-limosa può diventare prevalente su quella ghiaiosa; i clasti sono arrotondati-subarrotondati. La classazione delle ghiaie aumenta dall'apice verso l'unghia del conoide; le dimensioni medie e quelle massime dei clasti diminuiscono nel senso del trasporto, passando da 1 a <1 cm e rispettivamente da 60 a 20 cm. Come litologia risultano prevalenti i carbonati (più dell'80%) con subordinati elementi ibridi e silicei. Le ghiaie possono avere stratificazione orizzontale e incrociata concava o planare; le sabbie talvolta mostrano una laminazione parallela o incrociata a basso angolo. La tessitura è prevalentemente a supporto di clasti, fino a diventare a supporto di matrice verso l'unghia del conoide. Lo spessore del SEQ₂ ad Arba è di circa 20 m.

Ambienti deposizionali. Si tratta di depositi alluvionali legati a un corso d'acqua di tipo *braided* migrante sulla superficie del conoide. Le strutture sono associate a depositi di canale, barra e *overbank*. La presenza di superfici debolmente pedogenizzate, intercalate nei depositi in settori diversi del conoide, testimonia che durante la generale fase di aggradazione si sono registrate stasi sedimentarie anche prolungate.

Determinazioni geocronologiche. Nella cava di Vacile sono stati rinvenuti due paleosuoli con associata sostanza organica intercalati nei depositi del SEQ₂. Il paleosuolo più recente si trova alla profondità di 0,5 m dal p.c.: tre campioni sovrapposti hanno fornito età convenzionali di 9.840±80 (Rome-1353), 9.470±80 (Rome-1352) e 8.885 ± 75 anni ¹⁴C BP (Rome-1351). Il secondo paleosuolo è situato ad una profondità di 4,5 m dal p.c. ed ha fornito un'età convenzionale di 11.770±100 anni ¹⁴C BP (Rome-1427) (Fig. 38, log c).

In località Barbeano, presso Spilimbergo, sono state attribuite al SEQ₂ le ghiaie alla base di un suolo organico a -3,5 m dal p.c., che ha fornito un'età radiocarbonio di 9.860±90 anni ¹⁴C BP (Rome-1255) (Fig. 38, log b).

Nel sondaggio CARG-FVG S4 "Sequals" (Fig. 50), depositi sabbioso-limosi attribuiti al SEQ₂ ricoprono a -3,68 m dal p.c. depositi limosi organici datati 15.345±125 anni ¹⁴C (Ua-21028).

Età. In base alle determinazioni geocronologiche ed alla posizione stratigrafica al SEQ₂ viene attribuita un'età compresa tra il Pleistocene superiore e l'Olocene.

Bacino di appartenenza. Bacino del Meduna, in base alla composizione litologica dei clasti ed alle evidenze morfologiche.

4.5. - SITEMA DI VIVARO (VIV)

Il VIV raggruppa i depositi alluvionali costituenti il conoide polifasico del Torrente Cellina, legati alla sua ultima fase di aggradazione avvenuta tra il Pleistocene superiore e la parte iniziale dell'Olocene, prima della fase di incisione olocenica (AVIGLIANO *et alii*, 2002a).

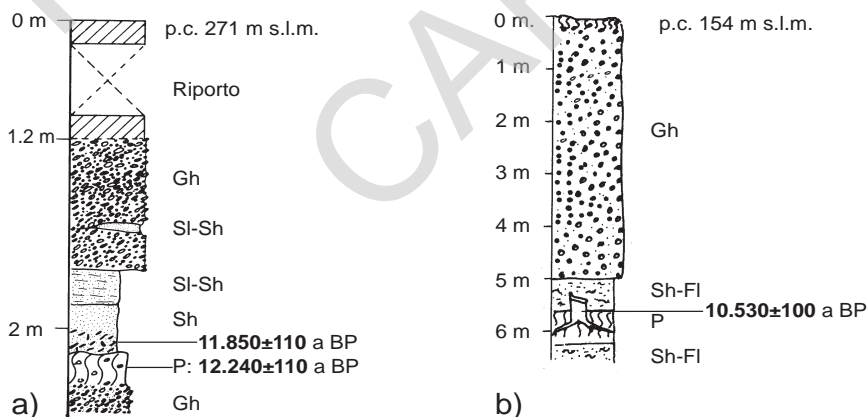


Fig. 39 - Log stratigrafici nei depositi del sistema di Vivaro: a) Maniago zona industriale; b) Basaldella. Le sigle delle facies si riferiscono alla classificazione di MIALL (1996: Tab.4.1, p. 59).

Manca una sezione completa del VIV; affioramenti dell'unità sono visibili lungo le scarpate dell'incisione del Cellina tra Maniago Libero e Vivaro e in scavi occasionali effettuati sulla superficie del conoide.

Nel Foglio 24-Maniago della Carta Geologica delle Tre Venezie (ZENARI, 1927; 1929) i depositi sono stati cartografati tra i "Depositi fluvioglaciali ed alluvionali terrazzati" del "Diluviale recente".

Superfici-limite e rapporti stratigrafici. Il limite inferiore del VIV è rappresentato da una superficie erosiva di genesi alluvionale, visibile al Ponte del Giulio, che costituisce la superficie di appoggio basale del VIV modellata nel *supersintema del Friuli* (SF_{III}). Considerando la natura prevalentemente ghiaiosa della successione sedimentaria del sottosuolo dell'alta pianura friulana, il limite inferiore del VIV è difficilmente distinguibile nelle stratigrafie di pozzi e sondaggi. Il limite superiore del VIV è dato dal *top* deposizionale originario, parzialmente rimodellato, e dalle superfici erosive modellate dal Torrente Cellina e dal Torrente Còlvera durante l'Olocene. Dove la superficie-limite superiore coincide con il *top* deposizionale, è caratterizzata da suoli scarsamente evoluti con profilo tipo A-B-C o A-C e colore prevalente 10 YR (AVIGLIANO *et alii*, 2002b).

Considerata la distribuzione altimetrica, la morfologia di superficie e i dati cronologici a disposizione si ritiene che il VIV sia almeno in parte eteropico con i depositi del *sintema di Sequals* e del *sintema di Spilimbergo*.

Caratteristiche litologiche e sedimentologiche. I depositi sono costituiti prevalentemente da ghiaie grossolane contenenti blocchi con matrice sabbiosa e ghiaie sabbiose a stratificazione grossolana da orizzontale a inclinata, talvolta alternate a livelli, lenti e lingue di sabbia, la cui frequenza aumenta verso la parte distale del conoide; i clasti sono arrotondati-subarrotondati. La classazione delle ghiaie aumenta dall'apice verso l'unghia del conoide; le dimensioni dei clasti diminuiscono nel senso del trasporto, passando quelle medie da 3 a < 1 cm e le massime da 60 a 30 cm. Come litologia risultano prevalenti i carbonati (più dell'80%) con subordinati elementi ibridi e silicei. Le sabbie talvolta mostrano una laminazione parallela o incrociata a basso angolo. I depositi sono discretamente addensati. La tessitura è prevalentemente a supporto di clasti, fino a supporto di matrice verso l'unghia del conoide. Lo spessore del VIV in corrispondenza del Ponte del Giulio è di circa 30 m.

Ambienti deposizionali. Si tratta di depositi alluvionali di un corso d'acqua di tipo *braided* migrante sulla superficie del conoide, con locali fasi di stasi anche prolungate che hanno dato luogo a superfici debolmente pedogenizzate, in seguito sepolte. Le strutture sono associate a depositi di canale, barra e *overbank*.

Determinazioni geocronologiche. I campioni di un paleosuolo organico rinvenuto a -2 m dal p.c. nella zona industriale a SE di Maniago hanno fornito età radiocarbonio di 11.850±110 (Rome-1159) e 12.240±110 anni ¹⁴C BP (Rome-1158) (Fig. 39, log a).

A Basaldella di Vivaro, è stato rinvenuto dal proprietario del fondo un tronco fossile *in situ* di specie indeterminata ad una profondità di circa -5 m dal p.c. in depositi attribuiti al VIV. Il campione ha fornito un'età radiocarbonio convenzionale di 10.530 ± 100 anni ^{14}C BP (Rome-1253) (Fig. 39, *log b*).

Età. In base alle determinazioni geocronologiche ed alla posizione stratigrafica il VIV viene attribuito al Pleistocene superiore, ma non si può escludere che la sua evoluzione sia terminata nella parte iniziale dell'Olocene.

Bacino di appartenenza. Bacino del Cellina, in base alla composizione litologica dei clasti ed alle evidenze morfologiche.

4.6. - SINTEMA DEL PO (POI)

Il POI raggruppa in modo indifferenziato i depositi dei principali bacini sedimentati durante il postglaciale, ovvero dalla fine dell'ultima fase glaciale pleistocenica fino all'Attuale (BINI *et alii*, 2004).

Diversamente da quanto avveniva durante il LGM, nel postglaciale il Fiume Tagliamento e i torrenti Cellina e Meduna, aventi estesi bacini idrografici alpini, alla loro uscita dai tratti vallivi hanno inciso i relativi conoidi pleistocenici e spostato in posizione più distale la zona di deposito, originando dei conoidi telescopici. Le cause di questo spostamento sono probabilmente complesse e vanno ricercate principalmente nei mutati regimi idrologici e nella minor disponibilità di detriti, indotti dalla variazione climatica occorsa nella parte finale del Pleistocene. Nel Foglio "Maniago" sono stati attribuiti al POI i depositi alluvionali contenuti all'interno delle incisioni e quelli costituenti i conoidi telescopici di Tagliamento, Cellina e Meduna.

Nel POI è stata distinta l'*unità di Torcello (POI₁₀)* secondo criteri morfologici e sulla base di informazioni storiche e archeologiche. Il POI₁₀ prende il suo nome dall'omonima località situata nell'area del Foglio 128 "Venezia". Con questa unità informale vengono rappresentati gli alvei in evoluzione di Tagliamento, Meduna e Cellina e quelli attualmente abbandonati, ma riconosciuti in evoluzione in epoca storica. È bene ricordare che i regimi idrologici ed idraulici di questi corsi d'acqua sono andati velocemente modificandosi a partire dall'inizio del XX secolo. Con lo sviluppo industriale ed agricolo del territorio, infatti, sono cominciate le costruzioni delle grandi opere idrauliche di invaso nei bacini montani e di arginatura e irrigazione in pianura. La variazione dell'assetto idrografico è stata ricostruita basandosi sul confronto di documenti storici (resoconti, mappe, carte), presenza di strutture archeologiche, dati relativi alle opere per la salvaguardia idraulica del territorio, immagini telerilevate, dati pedologici, geomorfologici, geologici di superficie e di sottosuolo.



Fig. 40 - Estratto della carta topografica IGM 1:75.000, edizione del 1884, in cui è rappresentata la confluenza tra i torrenti Cellina e Meduna. La riproduzione non rispetta la scala originale.

Nel Foglio 24-Maniago della Carta Geologica delle Tre Venezie (ZENARI, 1927; 1929) i depositi rientrano in parte nei “Depositi fluvioglaciali ed alluvionali terrazzati” del “Diluviale recente”, in parte nelle “Alluvioni attuali”.

Di seguito viene riportata una breve descrizione dei principali corsi d’acqua e delle caratteristiche del POI e dell’*unità di Torcello* ad essi correlati.

TORRENTE CELLINA

Il tratto del Torrente Cellina tra Ravedis e la confluenza con il Meduna a Cordenons, è caratterizzato da un alveo ghiaioso a fondo mobile che attualmente si presenta asciutto per gran parte dell’anno. Questo aspetto è in parte dovuto al prelievo delle portate effettuato per scopi irrigui, idroelettrici e di laminazione delle piene, ma è soprattutto legato all’elevatissima permeabilità dell’alveo, per cui le portate di magra e di morbida defluenti attraverso la forra di Ravedis vengono rapidamente assorbite. Durante gli eventi di piena moderata, in questo tratto il Cellina assume uno stile fluviale di tipo *braided* e si possono verificare notevoli modifiche alla morfologia dell’alveo dovute alla mobilizzazione dei depositi sciolti presenti in esso.

Nel tratto tra Ravedis e S. Leonardo il Cellina è confinato all’interno dell’incisione postglaciale, avente scarpate che raggiungono un’altezza massima di 35 m a Maniago Libero ed una larghezza mediamente superiore al km. Prima della costruzione dei respingenti per la salvaguardia delle opere in alveo, il Cellina divagava su tutta la larghezza dell’incisione stessa; la presenza di queste opere ha favorito, a margine dell’alveo in evoluzione, la formazione di aree golenali che vengono inondate solo in occasione delle piene maggiori.

Nel tratto tra S. Leonardo e la confluenza con il Meduna a Cordenons il Cellina non è più confinato e può divagare sul conoide telescopico olocenico il cui apice è posto a S. Leonardo e si estende tra Vivaro e Cordenons. Nella sua parte mediana e distale il conoide olocenico si sovrappone all’unghia del conoide pleistocenico e assume un carattere di pensilità rispetto a questo.

La presenza dei resti di alcune strutture abitative romane nella zona dei Magredi di Cordenons ed in prossimità dell’attuale confluenza tra Cellina e Meduna (SERAFINI & INDRI 1998), indicano che l’ala destra e la parte centrale del conoide olocenico erano all’epoca abitati, ma gli elementi raccolti non forniscono indicazioni per capire in che posizione fossero questi insediamenti rispetto al Cellina, né se il loro abbandono sia da attribuirsi o meno ad eventi catastrofici legati alla dinamica fluviale.

Le prime indicazioni sicure sull’assetto idrografico del Cellina derivano dalla lettura delle carte topografiche dell’inizio del XIX secolo (la Carta topografico-geometrica militare del Ducato di Venezia rilevata da VON ZACH e la Carta topografica del Regno Lombardo-Veneto). All’epoca il Cellina confluiva nel Còlvera-Meduna più a sud rispetto ad oggi; il suo alveo occupava il settore occidentale del conoide olocenico (Magredi di Cordenons), tanto che il suo ramo più occidentale le passava non distante dall’abitato di Cordenons, mentre sulla sinistra idrografi-

ca l'area stabile era ben più estesa dell'attuale (Fig. 40). In seguito alla realizzazione sulla destra idrografica dei ripari, a partire dal XVIII secolo, e degli argini, all'inizio del XX secolo, a protezione di Cordenons e dei suoi magredi, l'alveo del Cellina è migrato nella posizione attuale, occupando il settore centrale del conoide olocenico ed arrivando a lambire in sinistra idrografica i terreni circostanti casa Venante a sud di Vivaro.

L'*unità di Torcello* relativa al Torrente Cellina rappresenta quindi la superficie su cui ha divagato il suo alveo a partire dal XIX secolo ad oggi. Nel tratto a valle di S. Leonardo il limite occidentale dell'unità è posto grossomodo in corrispondenza delle evidenze lasciate dal tracciato del Cellina del XIX secolo, mentre quello orientale coincide con l'argine costruito a protezione dei terreni di casa Venante a seguito della migrazione dell'alveo.

Superfici-limite e rapporti stratigrafici. Il limite inferiore del POI nel settore del Cellina è costituito da una superficie erosiva di genesi alluvionale che rappresenta la superficie di appoggio basale sulle unità precedenti.

La superficie-limite superiore coincide con la superficie topografica ed è caratterizzata da assenza di suolo (*unità di Torcello*) o da suoli con profilo tipo A-C, con orizzonte A sviluppato per pochi centimetri e colore prevalente 10YR (AVIGLIANO *et alii*, 2002b).

Caratteristiche litologiche e sedimentologiche. I depositi sono costituiti prevalentemente da ghiaie grossolane con matrice sabbiosa e ghiaie sabbiose a stratificazione da orizzontale a inclinata, spesso alternate a livelli, lenti o lingue di sabbia; i clasti sono da arrotondati a subarrotondati, le ghiaie sono da classate a mal classate. Le sabbie talvolta mostrano una laminazione parallela o incrociata a basso angolo. Le dimensioni medie e massime dei clasti diminuiscono nel senso del trasporto, passando rispettivamente da 3 a 1 cm e da 60 a 10 cm. I depositi sono poco addensati e non cementati, la tessitura è prevalentemente a supporto di clasti. Lo spessore dei depositi è indeterminato.

Ambienti deposizionali. Si tratta di depositi alluvionali di un corso d'acqua di tipo *braided* migrante sulla superficie del conoide. Le strutture sono associate a depositi di canale, barra e *overbank*.

TORRENTE MEDUNA

Il Torrente Meduna, nel suo tratto compreso tra Meduno e la confluenza con il Torrente Cellina, presenta molte analogie con quest'ultimo. Anche il Meduna, infatti, per le stesse ragioni viste per il Cellina, ha un alveo ghiaioso a fondo mobile asciutto per gran parte dell'anno, mentre assume uno stile fluviale di tipo *braided* durante gli eventi di piena moderata. A differenza dal Cellina, l'alveo del Meduna presenta dei restringimenti in corrispondenza delle soglie epigenetiche incise sui conglomerati miocenici di Cavasso Nuovo e di Colle di Arba e riceve un importante affluente in destra (il Torrente Còlvera) all'altezza di Tesis.

Nel tratto compreso tra la stretta di Cavasso Nuovo e quella di Colle di Arba, l'incisione postglaciale del Meduna è caratterizzata da scarpate arcuate che raggiungono un'altezza massima di 40 m e ad una larghezza che supera il km. All'interno dell'incisione, su entrambi i lati dell'alveo in evoluzione del Meduna, sono presenti dei terrazzi di accumulo con superfici stabilizzate, mentre a valle della stretta di Colle di Arba fino alla confluenza con il Còlvera, l'alveo in evoluzione occupa tutta la larghezza dell'incisione.

Alla confluenza con il Còlvera è posto l'apice del conoide telescopico del Meduna che si estende tra Tauriano e Orcenico e si fonde con quello del Cellina nella parte occidentale. Nella sua parte mediana e distale, il conoide telescopico del Meduna si sovrappone all'unghia del conoide pleistocenico ed a quello tardoglaciale del Tagliamento assumendo un carattere di pensilità rispetto a questi. Dalla confluenza con il Còlvera fino a quella con il Cellina, l'alveo attualmente in evoluzione del Meduna occupa l'ala destra del conoide olocenico; in questo tratto, sulla destra idrografica il corso d'acqua lambisce il conoide pleistocenico e quello olocenico del Cellina, erodendoli e formando una scarpata di qualche metro, mentre sulla sinistra idrografica è confinato all'interno di arginature artificiali, essendo l'alveo del Meduna solo debolmente incassato e in alcuni tratti pensile rispetto alla pianura.

Cronache scritte a partire dal XV secolo e carte topografiche dell'inizio del XIX secolo (la Carta topografica-geometrica militare del Ducato di Venezia rilevata da VON ZACH e la Carta topografica del Regno Lombardo-Veneto) riportano che, all'epoca, l'assetto idrografico del Meduna, tra la confluenza con il Còlvera e quella con il Cellina, era alquanto diverso rispetto all'attuale. Poco a valle della confluenza con il Còlvera il Meduna si sdoppiava in due direttrici: una, che riceveva anche il contributo del Colvera, seguiva all'incirca il percorso attuale, mentre l'altra, denominata "ramo delle Gravette", lambiva gli abitati di Rauscedo e Domanis e si ricongiungeva con il Cellina all'altezza di Zoppola, in località Tremeacque, seguendo nell'ultimo tratto il corso dell'attuale Brentella (Fig. 40). Il ramo delle Gravette sembra sia stato attivo almeno a partire dal 1459 (LUCHINI, 1975) ed è rimasto tale fino alla costruzione delle arginature nel 1886, costruite per proteggere le frazioni di Rauscedo, Domanis e Murlis dai frequenti danni e allagamenti cui erano soggette durante le piene del Meduna.

Resti di strutture abitative e sepolcrali romane sono presenti sul conoide olocenico del Meduna tra Arzene e Domanis, a S. Giorgio della Richinvelda, Murlis. Si tratta di strutture isolate, riconoscibili soprattutto per la presenza di concentrazioni di laterizi sugli arativi. Tuttavia gli elementi raccolti non forniscono indicazioni per capire in che posizione fossero questi insediamenti rispetto al Meduna dell'epoca, né se il loro abbandono sia da attribuirsi o meno ad eventi catastrofici legati alla dinamica fluviale.

In definitiva, l'unità di *Torcello* relativa al Torrente Meduna comprende i corsi seguiti dal torrente dal XV secolo fino all'Attuale. Mentre a monte della con-

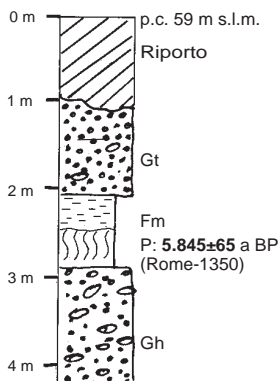


Fig. 41 - Log stratigrafico di Cava Gismant, presso Arzene. Sigle in MIALI (1996: Tab.4.1, p. 59).

fluenza con il Còlvera viene attribuita al POI₁₀ grossomodo tutta la base dell'incisione postglaciale, a valle le vengono attribuite l'area di divagazione dell'alveo del Meduna, che si fonde con quella del Cellina ed il cui limite orientale coincide con l'argine costruito a protezione di Murlis, e l'area non più in evoluzione del "ramo delle Gravette".

Superfici-limite e rapporti stratigrafici. Il limite inferiore del POI, nel settore del Meduna, è dato da una superficie localmente con caratteri erosivi di genesi alluvionale che rappresenta la superficie di appoggio basale del POI sul *sintema di Sequals* e sul *sintema di Spilimbergo*. La superficie-limite inferiore è stata osservata nella cava di Casa Gismant (Fig. 41) ed in alcuni scavi effettuati sulla superficie del conoide nei pressi di S. Giorgio della Richinvelda.

La superficie-limite superiore coincide con la superficie topografica ed è caratterizzata da assenza di suolo (*unità di Torcello*) o da suoli con profilo tipo A-C con orizzonte A sviluppato per pochi centimetri e colore prevalente 10YR.

Caratteristiche litologiche e sedimentologiche. I depositi sono costituiti prevalentemente da ghiaie grossolane contenenti blocchi con matrice sabbioso-ghiaiosa e ghiaie sabbiose a stratificazione da orizzontale a inclinata. I depositi clastici sono spesso alternati a livelli, lenti e lingue di sabbia, sabbie limose e limi sabbiosi, che possono diventare predominanti sulla frazione ghiaiosa nella parte distale ed in quella laterale sinistra del conoide. I clasti sono arrotondati-subarrotondati, le ghiaie sono mediamente classate. Le ghiaie possono avere stratificazione orizzontale e incrociata concava o planare; le sabbie talvolta mostrano una laminazione parallela o incrociata a basso angolo. Le dimensioni medie e massime dei clasti diminuiscono nel senso del trasporto, passando rispettivamente da 1 a <1 cm e da 40 a 10 cm. I depositi sono poco addensati e non cementati. La tessitura è prevalentemente a supporto di clasti.

Lo spessore del POI nel sondaggio CARG-FVG 3 "Arzene" è di 7,3 m. *Ambienti deposizionali.* Si tratta di depositi alluvionali di un corso d'acqua di tipo *braided* o a canale unico migrante sulla superficie del conoide. Le strutture sono associate a depositi di canale, barra e *overbank*.

Determinazioni geocronologiche. Una datazione ¹⁴C eseguita su un paleosuolo organico alla base del POI nella zona di Arzene (località Casa Gismant: Fig. 41) ha fornito un'età di 5.845±65 anni ¹⁴C BP (Rome-1350), mentre un altro paleosuolo intercalato all'interno dei depositi del POI, rinvenuto ad una profondità di circa 4 m tra Rauscedo e S. Martino al Tagliamento ha fornito un'età convenzionale di 5.140±65 anni ¹⁴C BP (Rome-1431).

FIUME TAGLIAMENTO

Nel tratto compreso all'interno del Foglio, l'alveo del Tagliamento è a fondo mobile, prevalentemente ghiaioso e resta confinato all'interno dell'incisione postglaciale. L'alveo ha una larghezza minima di 160 m in corrispondenza della soglia epigenetica di Pinzano che chiude il bacino montano del Tagliamento e segna il passaggio dal tratto vallivo a quello di alta pianura del fiume. A valle di Pinzano l'incisione supera i 3 km di larghezza ed è caratterizzata da scarpate alte 50 metri in sinistra idrografica e circa 30 metri in destra (Fig. 42). Procedendo verso sud la larghezza dell'incisione rimane all'incirca costante, mentre l'altezza delle scarpate diminuisce gradualmente raggiungendo i 20 metri a Dignano e i 10 metri a Turrida. L'incisione si attenua sempre più fino ad annullarsi nei dintorni di Codroipo in sinistra e ad Arzene in destra: da qui verso valle la superficie dell'alveo del fiume si raccorda senza significativi dislivelli con la pianura circostante. Le portate superficiali defluenti attraverso la stretta di Pinzano, durante i periodi di magra, vengono rapidamente assorbite a valle della stretta a causa dell'elevata permeabilità dell'alveo, lasciando il greto ben presto asciutto; in corrispondenza degli eventi di piena moderata il Tagliamento assume uno stile fluviale di tipo *braided* e si possono verificare notevoli modifiche alla morfologia dell'alveo, dovute alla mobilizzazione dei depositi sciolti in esso presenti.



Fig. 42 - Panoramica della scarpata sinistra del Tagliamento poco a valle dello sbocco del fiume in pianura; in primo piano il terrazzo su cui sorge Pinzano (foto E. Ciol).

Presso Gradisca, che sorge in corrispondenza di un terrazzo del Tagliamento alla confluenza con il Torrente Cosa, è posto l'apice del conoide telescopico del Tagliamento, che si sviluppa tra Gradisca e Arzene in destra idrografica e tra Turrida e Ravis in sinistra.

Dall'esame delle carte topografiche dell'inizio del XIX secolo (Carta topografica-geometrica militare del Ducato di Venezia rilevata da VON ZACH e Carta topografica del Regno Lombardo-Veneto) è possibile risalire all'estensione dell'alveo attivo prima della costruzione delle opere arginali e trasversali avvenute a cavallo tra il XIX ed il XX secolo. Nel tratto tra la stretta di Pinzano e la confluenza con il Cosa, prima della costruzione dei respingenti per la salvaguardia della scarpata che si sviluppa sotto Spilimbergo, il Tagliamento divagava su tutta la larghezza dell'incisione. La presenza di queste opere ha favorito la formazione di un'area golenale attualmente coltivata ed in parte stabilmente abitata in riva destra del Tagliamento; quest'area è debolmente rilevata rispetto all'alveo attivo che è confinato lungo il margine sinistro dell'incisione, dove erode la base della scarpata compresa tra Villuzza e Aonedis. Nel tratto a valle della confluenza del Torrente Cosa l'alveo attivo del Tagliamento sulla destra idrografica occupava una fascia di territorio che lambiva gli abitati di Cosa e Pozzo, per poi proseguire verso sud nella zona esterna agli attuali argini; sulla sinistra invece coincideva grossomodo con l'attuale argine costruito a sud di Turrida.

L'*unità di Torcello* relativa al Fiume Tagliamento comprende, in definitiva, i corsi seguiti dal fiume dal XIX secolo fino all'Attuale. A monte della confluenza con il Cosa viene attribuita al POI₁₀ tutta la base dell'incisione postglaciale; a valle il limite occidentale dell'unità è posto grossomodo in corrispondenza delle evidenze lasciate dal tracciato del Tagliamento del XIX secolo, mentre quello orientale coincide con l'argine costruito a valle di Turrida.

Superfici-limite e rapporti stratigrafici. Il limite inferiore del POI non è stato osservato direttamente: si suppone sia dato da una superficie erosiva di genesi alluvionale che rappresenta la superficie d'appoggio basale del POI sui subsistemi di *Canodusso* e di *Remanzacco*. Considerando la natura prevalentemente ghiaiosa della successione sedimentaria del sottosuolo dell'alta pianura friulana, il limite inferiore del POI è difficilmente distinguibile nelle stratigrafie di pozzi e sondaggi.

La superficie-limite superiore coincide con la superficie topografica ed è caratterizzata da assenza di suolo (*unità di Torcello*) o da suoli con profilo tipo AC con orizzonte A sviluppato per pochi centimetri e colore prevalente 10YR.

Caratteristiche litologiche e sedimentologiche. I depositi sono costituiti prevalentemente da ghiaie grossolane con matrice sabbiosa e ghiaie sabbiose a stratificazione da orizzontale a inclinata, spesso alternate a livelli, lenti e lingue di sabbia. I clasti sono arrotondati-subarrotondati; le ghiaie sono da classate a mal classate. Le dimensioni medie e massime dei clasti diminuiscono nel senso del trasporto, passando rispettivamente da 2 a 1 cm e da 40 a 10 cm. Le sabbie

talvolta mostrano una laminazione parallela o incrociata a basso angolo. I depositi sono poco addensati e non cementati. La tessitura è prevalentemente a supporto di clasti.

Non è stato possibile determinare lo spessore del deposito; poco a sud del margine meridionale del Foglio preso Valvasone (Foglio 086 “San Vito al Tagliamento”) sono stati stimati circa 5 m (ZANFERRARI *et alii*, 2008b)

Ambienti deposizionali. Si tratta di depositi alluvionali legati a un corso d’acqua di tipo *braided*. Le strutture sono associate a depositi di canale, barra e *overbank*.

4.7. - LE UNITÀ DEI BACINI SECONDARI

Queste unità informali sono state adottate per la rappresentazione dei depositi alluvionali e lacustri di bacini idrografici di ordine elevato la cui evoluzione, pur non avendo avuto un ruolo determinante nell’evoluzione geologica generale, è stata comunque prolungata nel tempo ed ha risentito in modo diretto o indiretto dei processi esogeni ed endogeni che hanno interessato la regione.

Le unità dei bacini secondari sono riferibili concettualmente all’allostratigrafia; sono state distinte in *unità inferiore dei bacini secondari (BTN)* e *unità superiore dei bacini secondari (BTR)*. La prima raggruppa i corpi sedimentari dei vari bacini formati precedentemente all’ultima e generale fase di aggradazione della pianura, avvenuta durante il LGM; la seconda, generalmente separata dalla prima da una superficie erosiva, raggruppa i corpi sedimentari formati durante il LGM e successivamente.

4.7.1. - *Unità inferiore dei bacini secondari (BTN)*

Raggruppa i depositi alluvionali del Torrente Còlvera e del Rugo di Valeriano, la cui deposizione è avvenuta anteriormente al LGM; la continuità di quest’unità è difficilmente verificabile nei depositi della pianura.

Nel Foglio 24-Maniago della Carta Geologica delle Tre Venezie (ZENARI, 1927; 1929) i depositi rientrano nei “Depositivi fluvioglaciali ed alluvionali terrazzati del “Diluviale recente”.

La BTN affiora in due settori all’interno del Foglio “Maniago”: a) allo sbocco vallivo del Torrente Còlvera, presso Maniago, in corrispondenza delle superfici terrazzate presenti in destra idrografica a quota 280-290 m s.l.m.; b) lungo l’incisione del Rugo di Valeriano a nord del paese omonimo.

a) Nel primo la superficie di appoggio basale della BTN è di natura erosiva sul substrato miocenico. Il limite superiore è costituito dall’originaria superficie deposizionale rimodellata.

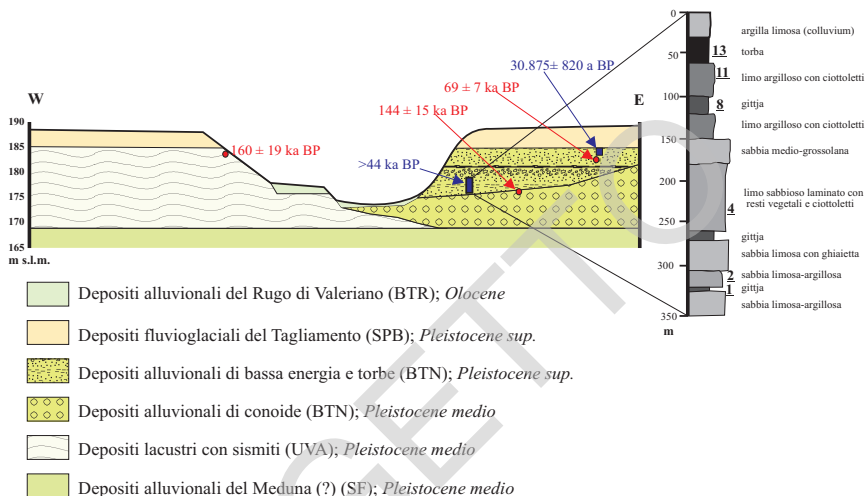


Fig. 43 - Sezione stratigrafica dei depositi affioranti all'interno del Rugo di Valeriano a nord del paese; sono riportate le ubicazioni delle datazioni OSL (in rosso), delle datazioni ^{14}C (in blu) e del log dell'analisi pollinica nel quale sono numerati i campioni di Fig. 60.

I depositi sono costituiti da ghiaie grossolane, con matrice sabbiosa, i clasti sono subarrotondati con dimensioni medie e massime rispettivamente di 3 e 40 cm. I depositi sono mal classati e localmente cementati. La tessitura è prevalentemente a supporto di clasti. Si tratta di depositi alluvionali torrentizi del bacino del Còlvera, attribuiti al Pleistocene medio-superiore in base ai rapporti stratigrafici con il sistema di Vivaro.

b) Nel secondo settore, all'interno dell'incisione del Rugo di Valeriano, l'unità è definita principalmente in base alle caratteristiche litostratigrafiche dei depositi, costituiti da facies di ambiente alluvionale a canali anastomosati a bassa energia.

I depositi sono costituiti dall'alternanza delle seguenti facies sedimentarie di ambiente alluvionale (Fig. 43).

- Ghiaie subarrotondate, classate, con matrice limoso-sabbiosa; i clasti hanno dimensioni medie e massime rispettivamente di 1 e di 10 cm, costituite da litologie del bacino dei colli di Castelnovo. La tessitura è a supporto di matrice. La potenza dei livelli va da 50 cm a 5 metri.
- Argille grigie scure (10YR4/1) e grigio-azzurre (10GY/2.5) organiche passanti a torbe, da laminate a massive, dello spessore massimo di 40 cm; esse sono intercalate a livelli decimetrici di sabbie da fini a grossolane.
- Sabbie massive, da fini a grossolane, con elementi ghiaiosi, contenenti lenti limose e resti organici.

Le analisi polliniche effettuate su campioni di queste facies hanno evidenziato che la porzione centrale del corpo sedimentario è stata deposta in una fase climatica temperato-calda, mentre quelle basali e sommitali in una fase climatica temperato-fredda (vedi Capitolo VI).

I depositi organici sommitali della BTN, posti alla base dei depositi ghiaiosi del *sintema di Spilimbergo* e del *sintema di Villuzza*, hanno fornito rispettivamente un'età ^{14}C AMS di 30.875 ± 820 anni ^{14}C BP (Ua-24087) e un'età radiocarbonio di 33.750 ± 950 anni ^{14}C BP (Rome-1396). Sono state inoltre effettuate due datazioni su livelli torbosi all'interno del Rugo di Valeriano, che hanno fornito un'età radiocarbonio > 44.000 anni BP (Rome-1394; Rome-1395). Due determinazioni effettuate con il metodo OSL, rispettivamente alla base ed al tetto dell'unità hanno dato un'età rispettivamente di 144 ± 15 ka BP e di 69 ± 7 ka BP.

In base ai rapporti stratigrafici ed alle datazioni geocronologiche, si attribuisce la BTN al Pleistocene medio-superiore.

4.7.2. - *Unità superiore dei bacini secondari (BTR)*

Raggruppa indistintamente i corpi sedimentari dei bacini dei torrenti Còlvera e Cosa e di quelli minori del Rugo di Valeriano e del Torrente Gercia, depositati contemporaneamente e successivamente all'ultima e generale fase di aggradazione della pianura durante il LGM.

Nel tratto di pianura questi corsi d'acqua sono impostati generalmente nelle zone depresse tra i conoidi tardo-pleistocenici dei corsi d'acqua maggiori e hanno svolto un'azione essenzialmente erosiva nei confronti dei depositi dei bacini principali, modellando terrazzi sulla cui superficie hanno depositato sottili accumuli di sedimenti alluvionali.

I torrenti Còlvera e Cosa, in prossimità della confluenza con i corsi d'acqua di cui sono tributari, hanno formato dei conoidi che si sono parzialmente sovrapposti ai depositi pleistocenici ed olocenici di questi ultimi.

Nel Foglio 24-Maniago della Carta Geologica delle Tre Venezie (ZENARI, 1927; 1929) i depositi sono stati attribuiti ai "Depositati fluvioglaciali ed alluvionali terrazzati" del "Diluviale recente".

Superficie-limite e rapporti stratigrafici. Il limite inferiore della BTR è dato, all'interno di ciascun bacino, da una superficie generalmente erosiva, diacrona e polifasica. Il limite superiore coincide con la superficie topografica ed è tuttora in evoluzione lungo gli alvei attivi. La superficie-limite superiore costituisce il *top* deposizionale parzialmente rimodellato ed eroso dal corso d'acqua; a seconda dell'evoluzione locale può essere caratterizzata o meno da suoli che raggiungono un profilo di alterazione tipo A-B-C e con colore prevalente 10YR.

Caratteristiche litologiche e sedimentologiche. I depositi sono generalmente costituiti da ghiaie grossolane con matrice sabbiosa, con lingue e lenti sabbioso-



Fig. 44 - Depositi lacustri datati a 9.090 ± 90 anni ^{14}C BP e piegati ad anticlinale molto aperta (particolare del fianco settentrionale). Ponte delle Pignatte sul Torrente Còlvera.

ghiaiose; in posizione marginale, sulla superficie di piccoli terrazzi e dei conoidi, sono comuni depositi di limi sabbiosi massivi e sabbie. I depositi ghiaiosi possono avere stratificazione da orizzontale a inclinata; le sabbie talvolta mostrano una laminazione incrociata a basso angolo; i limi sabbiosi sono generalmente massivi.

I rapporti tra le classi granulometriche dei depositi variano all'interno dello stesso bacino. I clasti sono da subangolosi ad arrotondati, le dimensioni medie e massime diminuiscono nel senso del trasporto e vanno rispettivamente da tra 3 a 1 cm e da 60 a 10 cm. I depositi sono addensati e localmente cementati. La tessitura è prevalentemente a supporto di clasti. Le litologie dei clasti riflettono quelle dei relativi bacini montani, ma in pianura possono comprendere anche quelle rimaneggiate da alluvioni di altri bacini (depositi alluvionali: **BTR_b**).

Nella valle del Torrente Còlvera, in località Ponte delle Pignatte, sono presenti depositi lacustri costituiti da limi, argille e sabbie, laminati, ricchi di orizzonti organici con resti vegetali ben conservati (Fig. 44). L'origine di questo deposito è probabilmente da mettere in relazione con uno sbarramento di frana della forra del Còlvera (depositi lacustri: **BTR_{e2}**).

Ambienti deposizionali. Depositi alluvionali di corsi d'acqua a carattere torrentizio che, a seconda dei casi, possono avere alveo a canale unico migrante o a canali anastomizzati. Le strutture sono associate a depositi alluvionali di canale, barra, e *overbank* ed a depositi lacustri.



Fig. 45 - Colluvio di suolo argilloso di colore 5YR5/6 dell'unità del Rio Ponte, intercalato alle ghiaie stratificate; nel dettaglio si evidenzia l'alterazione del deposito totalmente decarbonatato, in cui tutti gli elementi rimasti sono arenizzati.

Determinazioni geocronologiche. Nei depositi lacustri di Ponte delle Pignatte una datazione su una pigna di *Picea abies* ha fornito un'età radiocarbonio di 9.090 ± 90 anni ^{14}C BP (Rome-1355).

Nei depositi alluvionali del Torrente Cosa presso Barbeano sono stati campionati dei suoli organici a profondità di 1,2 m e di 3,5 m dal p.c., che hanno fornito rispettivamente età radiocarbonio di 6.815 ± 75 (Rome-1256), 7.090 ± 80 (Rome-1254) e 9.860 ± 90 anni ^{14}C BP (Rome-1255).

Età. In base alla collocazione stratigrafica e ai dati radiometrici si attribuisce ai depositi della BTR un'età compresa tra il Pleistocene sup. e l'Attuale.

Evidenze neotettoniche. Il deposito lacustre del T. Colvera, che poggia sul sui calcari del fianco settentrionale dell'anticlinale del M. Jouv, ha risentito delle deformazioni tettoniche in atto in tale struttura. Esso descrive a sua volta un'anticlinale molto aperta (fianco nord: immersione di 10° verso nord; fianco sud: circa 5° a sud), accompagnata da numerose microfaglie (Fig. 71).

4.8. - UNITÀ DEL RIO PONTE (URP)

L'URP è un'unità informale, non distinta in base al bacino di pertinenza, costituita da più corpi sedimentari che sono interposti a quelli di origine glaciale/alluvionale presenti all'interno dell'incisione del Rio Ponte (Fig. 37), appartenenti al bacino del Tagliamento e al bacino dell'Arzino.

I depositi dell'URP accumulati sulle pendici meridionali del Monte di Ragogna sono legati ai drenaggi superficiali che avvenivano lungo il suo versante.

Superfici-limite e rapporti stratigrafici. L'unità ha come limite inferiore una superficie erosiva sul conglomerato di San Pietro di Ragogna e come limite superiore una superficie erosiva che tronca localmente un suolo con profilo di tipo AB-C, spesso circa 3,5 m, con orizzonte argilloso di colore 5YR, sviluppato sulle facies ghiaiose di conoide più superficiali.

Caratteristiche litologiche e sedimentologiche. L'unità è costituita dalle lito-facies di seguito descritte.

- Ghiaie medio-fini stratificate, localmente cementate, con matrice argillosolida alterata di colore 7.5YR; i clasti hanno dimensioni medie e massime rispettivamente di 1 e 20 cm, generalmente da subangolosi a subarrotondati, e sono costituiti da litologie derivate dall'erosione prodotta dal reticolo idrografico locale nei conglomerati miocenico-pliocenici affioranti sul Monte di Ragogna e dalla probabile rielaborazione di depositi plio-quadernari, dei quali non si sono conservate tracce nel versante. La tessitura è a supporto di clasti. Si tratta di depositi di conoide di origine mista.
- Sabbie e limi da massivi a laminati, non alterati, intercalati alle ghiaie; sono potenti poche decine di centimetri, discontinui lateralmente e generalmente

molto cementati. Alcuni livelli si presentano massivi, altri laminati. Sono spesso intercalati alla litofacies precedente: probabilmente i livelli massivi rappresentano le fasi finali degli eventi alluvionali.

- *Diamicton* sabbioso-pelitico, costituito da clasti generalmente arrotondati, molto alterati, di composizione petrografica caratteristica del bacino del Tagliamento, completamente privo dei clasti di natura carbonatica; le dimensioni medie e massime sono rispettivamente di 2 e di 25 cm; la matrice è sabbioso-pelitica, alterata, di colore 5YR (Fig. 45).

La tessitura è a supporto di matrice. I depositi sono intercalati a ghiaie ed il loro spessore varia da poche decine di cm ad alcuni metri. Si tratta di depositi di origine colluviale derivati dalla rielaborazione della coltre d'alterazione sviluppatasi nei depositi plio-quadernari.

Ambienti deposizionali. Sono depositi di origine colluviale e mista legati all'evoluzione del versante meridionale del Monte di Ragogna.

Età. In base ai rapporti di eteropia con unità di età diverse si attribuisce l'URP genericamente al Pleistocene.

Evidenze neotettoniche. L'unità è caratterizzata da un'inclinazione media dei depositi attorno a 25-30°, con immersione verso S-SSE: l'inclinazione, in parte originaria, è legata alla crescita dell'anticlinale di rampa frontale del sovrascorrimiento Arba-Ragogna (v. profilo G-G').

4.9. - UNITÀ DI VALERIANO (UVA)

La UVA è un'unità informale, definita principalmente in base alle caratteristiche litostratigrafiche dei depositi affioranti all'interno dell'incisione del Rugo di Valeriano (Fig. 43).

I depositi sono costituiti da limi e sabbie laminate con rari livelli ghiaiosi fini, che formano un corpo di depositi lacustri con strutture trattive tipo *ripple* nei livelli sabbiosi (UVA_{e2}). La successione è potente circa 10 metri e vi sono stati riconosciuti almeno 5 livelli di sismiti (Fig. 46).

La totale assenza di resti vegetali nei depositi lacustri li differenzia dalle argille grigie scure, presenti nei depositi alluvionali dell'*unità inferiore dei bacini secondari*. I depositi sembrano poggiare sul substrato conglomeratico miocenico.

Ambienti deposizionali. È verosimile attribuire questi depositi ad un ambiente lacustre periglaciale.

Determinazioni geocronologiche. Una determinazione con il metodo OSL ha dato un'età di 178±13 ka BP.

Età. La determinazione geocronologica indica che tali depositi si sono sedimentati durante la fase finale del Pleistocene medio.



Fig. 46 - Sismiti nei depositi lacustri dell'unità di Valeriano.

4.10. - UNITÀ UBIQUITARIE (UIN)

Le UIN non sono differenziate in base al bacino di appartenenza e concettualmente si riferiscono alla litostratigrafia. Sono costituite da particolari litofacies per le quali il processo di formazione è legato dall'evoluzione dei bacini in cui ricadono.

Depositi di frana (UIN_{a1}). *Diamicton* a ghiaie, ciottoli e blocchi angolosi, con matrice limoso-argillosa e tessitura a supporto di matrice. I depositi sono legati geneticamente a fenomeni di frana per colamento, che avvengono prevalentemente a spese di substrato costituito dalle litofacies marnoso-arenacee terziarie (colline di Castelnovo e colline tra Maniago e Cavasso Nuovo).

Detrito di versante (UIN_{a2}). Deposito di ghiaie, ciottoli e blocchi angolosi, da poco addensati a cementati, mal classati, con tessitura aperta, litologicamente omogenei e costituiti da litologie carbonatiche o conglomeratiche di cui sono formati i versanti, alla cui base sono accumulati sotto forma di conoidi detritici tra loro coalescenti. Questi ultimi sono derivati dall'azione degradante dovuta ai processi crioclastici a spese delle litofacies intensamente fratturate del M. Jouf, del M. San Lorenzo e del M. di Ragogna. I depositi sono caratterizzati da matrice interstiziale, costituita da argilla rossa residuale dispersa nel cemento.

Sulle pendici meridionali del M. Jouf, in livelli cementati si osservano faglie con rigetti metrici, pieghe di trascinamento e basculamenti in contropendenza.

Depositi alluvionali di corsi d'acqua minori e di interbacino (UIN_b). Depositi essenzialmente fini di origine alluvionale, accumulati nelle zone depresse che si formano nelle aree di confluenza dei bacini in aree pedecollinari e in pianura. Possono trovarsi in superficie o essere intercalati nei depositi alluvionali di bacini contigui. I depositi sono costituiti prevalentemente da sabbie (debolmente ghiaiose), sabbie limose e limi, talvolta con significativi accumuli di sostanza organica. Intercalate vi possono essere lingue e lenti di ghiaie fini sabbiose. La tessitura è a supporto di matrice. I clasti sono subarrotondati, le loro dimensioni medie sono inferiori al cm. Le sabbie talvolta mostrano una laminazione parallela o incrociata a basso angolo; i limi sono massivi. I materiali ghiaiosi in lenti rappresentano riempimenti di canali minori formati durante le esondazioni dei corsi d'acqua; la presenza di sabbie e limi è legata a depositi di *overbank* e di ristagno, nonché a ruscellamento superficiale diffuso.

Gli accumuli superficiali più significativi di depositi di interbacino sono stati individuati tra i bacini del Tagliamento, del Meduna e del Cosa, tra Mostacins e Valeriano. Questi hanno uno spessore di circa 5 m e si sovrappongono ai depositi dell'*unità inferiore dei bacini secondari*, del *subsistema di Travesio* e del *subsistema di Canodusso*.

Coltre eluvio-colluviale e depositi colluviali (UIN_{b2}). Comprendono i prodotti della degradazione superficiale del substrato pre-quadernario arenaceo-pelitico e dei depositi quadernari evoluti in posto o che hanno subito trasporto lungo i versanti, principalmente per mezzo di acque ruscellanti. Si tratta di depositi con tessitura prevalentemente a supporto di matrice, con matrice argilloso-limosa, clasti eterometrici da angolosi a subarrotondati. Lo spessore è variabile, da decimetrico a metrico sui versanti, può essere plurimetrico alla base dei versanti. Per mettere in risalto la distribuzione delle unità stratigrafiche che ricopre, la rappresentazione in carta della coltre eluvio-colluviale è ridotta e quindi è da considerarsi indicativa.

Alteriti (UIN_{b6}). Si tratta di depositi sabbioso-limosi giallastri, con rari clasti di selce, da angolosi a subarrotondati, di piccole dimensioni (max. 5 cm); hanno uno spessore discontinuo (da poche decine di cm a più di 5 m) e in superficie sono probabilmente in parte colluviati. Si rinvengono lungo la dorsale collinare che va da Sequals fino all'abitato di Campèis. Sono prodotti derivati dall'alterazione prolungata delle formazioni sabbioso-marnose delle successioni terrigene mioceniche (in particolare: MON₂, VVE, TRZ). L'alterazione, sottraendo il carbonato di calcio, ha arricchito indirettamente in silice i depositi.

Depositi lacustri (UIN_{c2}). Depositi di sabbie, limi ed argille laminati del Lago di Ragogna (FANZUTTI & MAROCCO, 1984).

Depositi palustri (UIN_{e3}). Depositi organici massivi e poco addensati di aree con difficoltà di drenaggio, costituiti da sabbie limose, limi ed argille debolmente ghiaiose, situati nelle depressioni interne dei colli di Sequals.

Depositi di origine mista (UIN_i). Depositi con caratteristiche variabili da ghiaie grossolane con blocchi con matrice sabbioso-limosa a limi sabbiosi con abbondanti resti vegetali. Sono prevalentemente mal classati, da poco addensati ad addensati, con tessitura che varia da matrice-sostenuta a clasto-sostenuta, i clasti possono essere da angolosi ad arrotondati, costituiti dalle litologie locali. La loro origine può essere fondamentalmente ricondotta a due agenti deposizionali frequentemente variabili nello spazio e nel tempo: il trasposto idrico e la mobilitazione gravitativa. Le caratteristiche dei depositi variano al prevalere di uno degli agenti sull'altro. Sono stati inseriti in questa litofacies i depositi che costituiscono una serie di conoidi coalescenti che si sviluppano nella fascia collinare tra Maniago e Cavasso Nuovo, caratterizzati dalle litologie delle successioni terrigene mioceniche; i loro sedimenti sono in rapporto di eteropia con quelli dei corsi d'acqua principali (Torrente Cellina e Torrente Meduna). Le stratigrafie dei sondaggi effettuati in questo settore mettono in evidenza come lo spessore dei depositi sia variabile e tenda a decrescere rapidamente allontanandosi dallo sbocco in pianura; inoltre tutti i conoidi hanno coperto (con spessore da pochi metri a circa 20 m) i depositi del Pleistocene superiore del Còlvera o del Meduna. Nei UIN_i sono inoltre compresi i depositi presenti all'interno di incisioni formatesi nelle scarpate dei principali corsi d'acqua e che danno luogo a piccoli conoidi all'uscita delle vallecole, nonché i depositi situati nelle incisioni dei colli di Castelnuovo per i quali non è ben distinguibile l'agente prevalente di formazione.

5. - I SONDAGGI CARG (R. Avigliano, G. Monegato, G. Paiero)

Nell'ambito del progetto CARG-FVG, per una migliore definizione stratigrafica del sottosuolo dell'alta pianura friulana occidentale sono stati realizzati i sondaggi geognostici CARG-FVG S3 e CARG-FVG S4 ubicati rispettivamente nei comuni di Arzene e di Sequals.

Il sondaggio a carotaggio continuo è stato effettuato con sistema *wire line*, ovvero utilizzando una batteria d'aste cave che funge anche da rivestimento del foro ed al cui interno scorre un tubo carotiere di tipo doppio, recuperabile tramite verricello, dal quale veniva estratta una carota del diametro di 88 mm. Il maggior vantaggio di tale sistema rispetto a quello tradizionale, è quello di evitare le operazioni di movimento della batteria d'aste per ogni manovra di carotaggio, che si traduce in un notevole risparmio di tempo e di costi soprattutto su profondità elevate.

I sondaggi sono stati effettuati interamente a carotaggio continuo.



Fig. 47 - Ubicazione del sondaggio CARG-FVG S3 "Arzene".

5.1. - SONDAGGIO CARG-FVG S3 "ARZENE"

Comune di Arzene (PN), Località Casa Gismant

Elemento CTR 1:5.000 di riferimento: 065143

Coordinate Gauss-Boaga: 2350736, 5096949

Quota della bocca-pozzo riferita al livello medio del mare: 57,7 m s.l.m.

Data inizio sondaggio: 17.04.2002; data termine sondaggio: 08.05.2002

5.1.1. - Stratigrafia dei terreni attraversati dal sondaggio e osservazioni generali

Il sondaggio ha raggiunto una profondità di 100 m dal p.c. (Fig. 48), incontrando per tutto il suo spessore ghiaia con sabbia debolmente limosa contenente più livelli intercalati di limo sabbioso. Questi depositi a minor permeabilità sono più frequenti tra 80 e 100 m dal p.c., raggiungendo uno spessore massimo di poco superiore ai 3 m. Per tutto lo spessore del sondaggio non sono state riscontrate tracce di cementazione dei clasti.

Le ghiaie sono composte in netta prevalenza da elementi calcareo-dolomitici; in percentuali inferiori al 10% vi sono poi elementi ibridi, silicei, vulcanici e quarzoso-cristallini.

I depositi attraversati dal sondaggio sono di origine alluvionale; dall'esame della litologia dei clasti è possibile stimarne il bacino di provenienza: tra 0 e 7,3 m bacino del Meduna; tra 7,3 e 72,85 m bacino del Tagliamento; tra 72,85 e 100 m bacino del Cellina e/o Meduna.

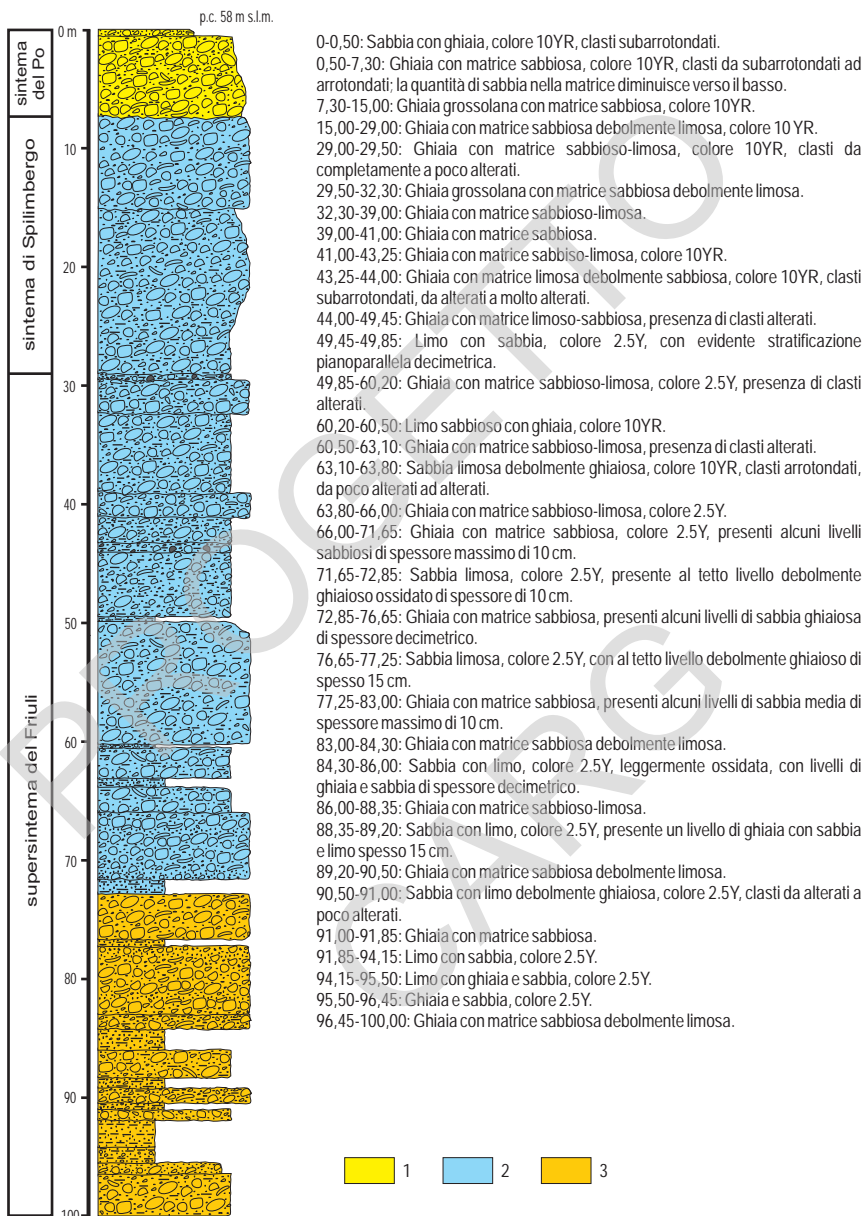


Fig. 48 - Stratigrafia del sondaggio CARG-FVG S3 "Arzene".

1: bacino del Meduna; 2: bacino del Tagliamento; 3: bacino del Meduna e/o Cellina.

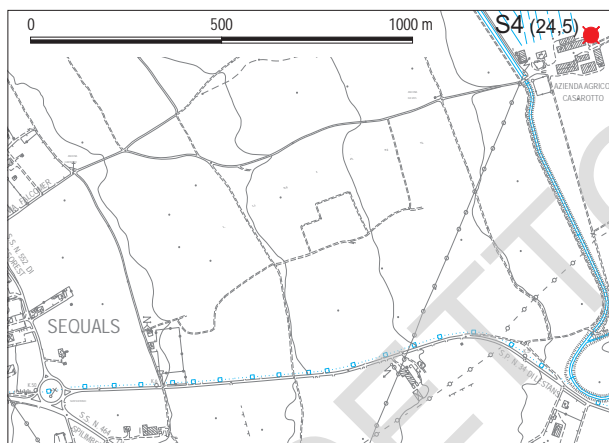


Fig. 49 - Ubicazione del sondaggio CARG-FVG S4 "Sequals".

5.2. - SONDAGGIO CARG-FVG S4 "SEQUALS"

Comune di Sequals (PN), azienda agricola Casarotto

Elemento CTR 1:5.000 di riferimento: 065033

Coordinate Gauss-Boaga: 2354404, 5114915

Quota della bocca-pozzo riferita al livello medio del mare: 185 m s.l.m.

Data inizio sondaggio: 07.02.2001; data termine sondaggio: 15.02.2001

5.2.1. - Stratigrafia dei terreni attraversati dal sondaggio e osservazioni generali

Il sondaggio ha raggiunto una profondità di 24,3 m dal p.c. (Fig. 50), incontrando nei primi 5,05 m un'alternanza di sabbie limose e limi con frustoli carboniosi che hanno permesso la datazione della porzione sommitale della carota all'ultima fase di aggradazione del Pleistocene superiore.

Da 5,05 a 12,80 il sondaggio ha intercettato ghiaie sabbiose debolmente limose ad elementi prevalentemente carbonatici con subordinati terrigeni, attribuibili al bacino del Torrente Meduna. Per tutto lo spessore del sondaggio non sono state riscontrate tracce di cementazione dei clasti.

Da 12,80 fino a fondo foro il sondaggio ha intercettato un substrato arenaceo attribuibile su base petrografica al "membro arenaceo-pelitico" (MON₂) del conglomerato del Montello; esso è alterato con evidenti patine giallastre di ossidazione tra 12,80 e 18,20. Le arenarie sono risultate sterili all'analisi biostratigrafica.

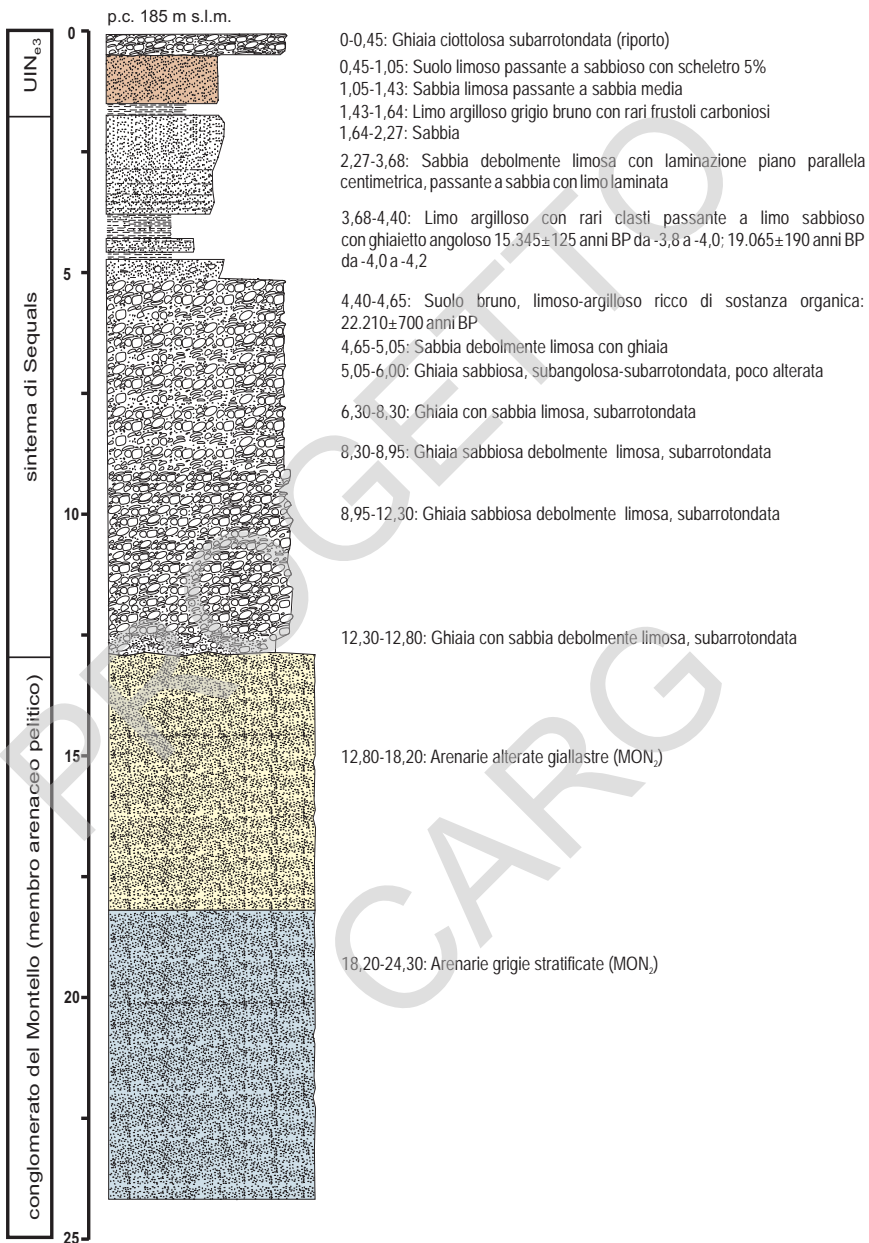


Fig. 50 - Stratigrafia del sondaggio CARG-FVG S4 "Sequals".

6. - I SUOLI (G. Michelutti, S. Barbieri, S. Zanolla)

I suoli sviluppatasi nel territorio compreso nel Foglio “Maniago” possono essere ricondotti ad alcune tipologie principali, che vengono qui descritte con particolare attenzione ai loro caratteri peculiari ed ai processi che hanno portato alla loro formazione. I suoli che oggi possiamo osservare sono il prodotto dell’alterazione, avvenuta nel corso del tempo, sui diversi materiali di partenza.

Specifiche condizioni morfologiche e climatiche, unite all’interazione con la componente biotica, hanno favorito lo sviluppo di differenti processi pedogenetici che hanno originato le caratteristiche dei suoli.

Nella descrizione si è seguita la suddivisione stratigrafica del territorio utilizzata per il Foglio. Per le unità maggiormente estese vengono descritti più suoli in ragione della variabilità esistente nell’ambito dell’unità stessa.

Le informazioni pedologiche sono in parte tratte dai recenti lavori dell’Ufficio del Suolo dell’ERSA (MICHELUTTI *et alii*, 2003; BARBIERI *et alii*, 2005).

6.1. - SUOLI DELLA SUCCESSIONE CARBONATICA CRETACICA

Il complesso del Monte Jouv è caratterizzato da suoli in genere sottili che si sono sviluppati sul *calcare del M. Cavallo*. Il grado di pedogenesi è piuttosto basso in ragione del materiale di partenza e dell’acclività dei versanti che comporta un costante ringiovanimento del profilo per erosione. In superficie sono presenti sottili orizzonti in cui la sostanza organica si presenta con grado di humificazione crescente con la profondità. L’orizzonte minerale di superficie, ricco di sostanza organica e di colore nero, ha tessitura franca con scheletro comune, ed è alcalino e calcareo (*orizzonte mollico*). La presenza di scheletro aumenta con la profondità, fino al contatto con la roccia continua (*lithico*) che si rinviene a profondità generalmente inferiore a 50 cm.

I suoli rientrano pertanto nei *Rendzie Leptosols* (FAO, 1998) (Fig. 51).

Nel settore inferiore dei versanti del M. Jouv sono invece comuni suoli con



Fig. 51 - *Rendzie Leptosol*.

analoga profondità ma caratterizzati dalla colorazione rossastra degli orizzonti minerali; in questa stessa porzione alcune aree di limitata estensione sono caratterizzate da colluvi (terra rossa) in cui si sono sviluppati suoli profondi dove, grazie alla maggiore stabilità, la pedogenesi è più spinta ed ha avuto luogo il fenomeno di illuviazione delle argille con formazione di evidenti pellicole sugli aggregati.

6.2. - SUOLI DELLA SUCCESSIONE TERRIGENA PALEOGENICA

I suoli che si sono sviluppati sui versanti nella *scaglia rossa friulana* e nel *flysch di Clauzetto* presentano una discreta variabilità locale, determinata dalla diversa profondità a cui si rinviene il contatto con la roccia in funzione della pendenza dei versanti e della giacitura degli strati.

Nei suoli più profondi, coperti da vegetazione boschiva, nell'orizzonte sottosuperficiale sono visibili le tracce del fenomeno di illuviazione delle argille, con incremento della frazione argillosa e presenza di pellicole sugli aggregati: si riconosce spesso un orizzonte *argico* caratterizzato anche da forte desaturazione (*dystric*). Questi suoli hanno profondità variabile: il contatto con la roccia (*lithico*) può trovarsi a profondità decisamente superiori al metro o più vicino alla superficie, dando luogo in questo caso a suoli moderatamente profondi (*endolep-*

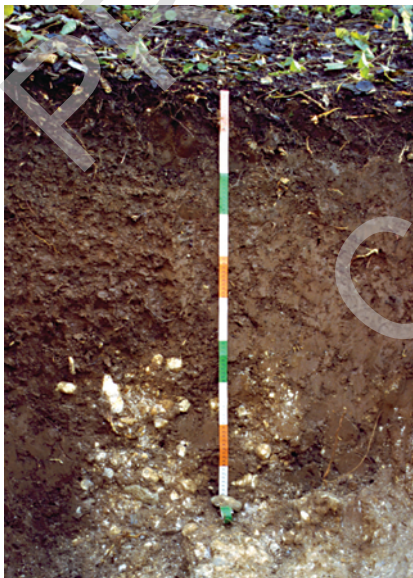


Fig. 52 - *Chromi-Endoleptic Luvisol*.



Fig. 53 - *Episkeleti-Calcaric Phaeozem*.

tic) o sottili (*epileptic*), che possono presentare anche una minore evoluzione a causa del ringiovanimento del profilo ad opera dell'erosione.

I suoli descritti rientrano pertanto nei *Dystric-Cutanic Luvisols* o nei *Dystric-Endoleptic Cambisols* (FAO, 1998) rispettivamente.

Dove la componente marnosa ha maggiore rilevanza, i suoli si differenziano per la reazione, che è generalmente neutra, e per la presenza, seppur in quantità modesta, di carbonati.

6.3. - SUOLI DELLA SUCCESSIONE MIOCENICA

I suoli che si sono sviluppati sui rilievi tra il Col Palis e il Col Vaita e sugli altri rilievi in cui affiora il *conglomerato del Montello*, presentano in genere un buon grado di pedogenesi, mentre la profondità varia localmente, spesso in relazione a pendenza ed esposizione; in genere il contatto *lithico* con il substrato roccioso si riscontra entro il metro di profondità (*endoleptic*). L'orizzonte di superficie, di colore bruno rossastro, ha tessitura argillosa ed è privo di scheletro e di carbonati. Nell'orizzonte sottosuperficiale, ben strutturato, risulta evidente la rubefazione (*chromic*), indice della presenza di ferro libero; l'arricchimento in argilla e la presenza di pellicole sugli aggregati del suolo rivelano inoltre il processo di illuviazione dell'argilla (orizzonte *argico*).

I suoli appartengono ai *Chromi-Endoleptic Luvisols* (FAO, 1998) (Fig. 52).

Dove prevale la componente marnosa (es.: *marna di Tarzo*) sono comuni suoli profondi con orizzonte sottosuperficiale ben decarbonatato e con buon grado di alterazione; talvolta sono riconoscibili pellicole argillose dovute al fenomeno di illuviazione.

I caratteri descritti portano a classificare i suoli come *Calcaric Cambisols* (FAO, 1998).

6.4. - SUOLI DEL SINTEMA DI VIVARO E DEL SINTEMA DI SEQUALS

Le aree di alta pianura del Cellina e del Meduna, interessate rispettivamente dai depositi dei sistemi *di Vivaro* e *di Sequals*, che occupano buona parte del settore centro-settentrionale del Foglio "Maniago", sono caratterizzate dalla presenza di suoli sottili in cui granulometria grossolana e natura fortemente carbonatica dei materiali parentali hanno limitato gli effetti dell'azione pedogenetica.

L'orizzonte superficiale ha generalmente colore bruno molto scuro, ricco in sostanza organica (*mollico*), a tessitura franca o franco-sabbiosa, con presenza di scheletro abbondante già in prossimità della superficie (*episkeletic*). L'orizzonte sottosuperficiale è solo in parte decarbonatato, presenta un grado di aggregazione

moderato, con alterazione a volte solo parziale o con spessore ridotto; si può riconoscere, pertanto, un orizzonte *cambico* poco sviluppato. Il substrato, inteso nel senso pedologico, è rappresentato da ghiaie sabbiose poco o per niente alterate; esso si rinviene spesso a debole profondità, entro 50 cm dalla superficie.

I caratteri descritti consentono di classificare i suoli come *Episkeleti-Calcaric Phaeozems* (FAO, 1998) (Fig. 53).

Nello stesso ambiente sono comuni anche suoli simili ai precedenti, che però si distinguono per una minore dotazione di sostanza organica nell'orizzonte superficiale, dovuta principalmente ad un uso agricolo più intenso, ed una minore pietrosità superficiale: si tratta di *Episkeleti-Calcaric Cambisols*. Nelle porzioni prossimali dei conoidi, invece, è più frequente la presenza di suoli più sottili, maggiormente pietrosi in cui solo l'orizzonte superficiale, di colore scuro e ben dotato di sostanza organica, si distingue sensibilmente dal substrato ghiaioso (*Rendzic Leptosols*).

6.5. - SUOLI DEL SINTEMA DI SPILIMBERGO

Le superfici interessate dai depositi del *sintema di Spilimbergo* comprendono la parte occidentale dei rilievi dell'anfiteatro morenico del Tagliamento e una vasta porzione dell'alta pianura; questa distinzione si riflette nelle caratteristiche dei suoli che vi si sono sviluppati.



Fig. 54 - *Cutani-Chromic Luvisol*.

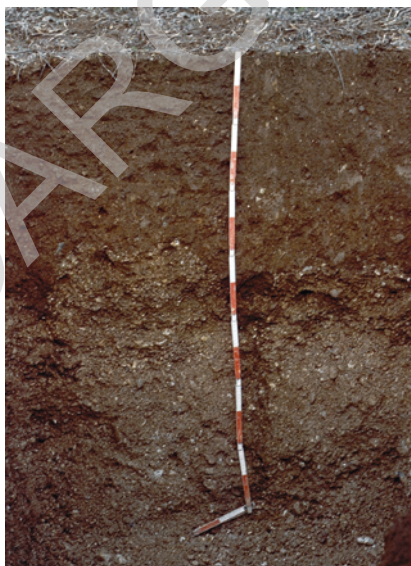


Fig. 55 - *Chromi-Skeletal Cambisols*.

Nell'ambito dell'anfiteatro morenico i settori a pendenza più ridotta si differenziano dalle porzioni più acclivi dei versanti.

In corrispondenza delle superfici meno pendenti e più stabili si sono sviluppati suoli in cui è riconoscibile un discreto grado di pedogenesi con una sensibile alterazione dei materiali di partenza. Nell'orizzonte superficiale di colore bruno e tessitura franco-limosa, oltre alla completa decarbonatazione ha avuto luogo il processo di eluviazione delle argille, accumulate negli orizzonti sottosuperficiali; questi mantengono una colorazione rossastra anche a profondità elevate (intorno al metro) e risultano sensibilmente più ricchi in argilla di quello superficiale.

Si può pertanto riconoscere, anche grazie alla comune presenza di pellicole di argilla sugli aggregati del suolo, un *orizzonte argico* ben strutturato che porta a classificare i suoli come *Cutani-Chromic Luvisols* (FAO, 1998) (Fig. 54).

In corrispondenza di versanti a maggior pendenza, invece, si è avuto uno sviluppo dei suoli inferiore rispetto a quello precedentemente descritto; ciò è imputabile ad una maggiore incidenza dei fenomeni erosivi. I suoli sono moderatamente profondi e limitati da un substrato costituito da depositi glaciali che si incontra entro 1 m di profondità dal p.c. L'orizzonte superficiale, di colore bruno e tessitura franca con presenza di scheletro, risulta solo parzialmente decarbonatato. Il processo di pedogenesi ha portato alla formazione di un orizzonte sottosuperficiale di alterazione (*orizzonte cambico*), il cui colore si mantiene su toni bruni ed è solo scarsamente decarbonatato, mentre lo scheletro diventa abbondante (*episkeletic*). Questi suoli appartengono agli *Episkeleti-Calcaric Cambisols* (FAO, 1998).

La piana proglaciale che appartiene al *subsistema di Canodusso* e che si sviluppa in quasi tutto il settore orientale del Foglio in sinistra Tagliamento e tra Valeriano e Gradisca di Spilimbergo in destra Tagliamento, è caratterizzata da suoli che presentano un orizzonte superficiale di colore bruno a tessitura franca o franco-limosa, con scheletro frequente. Nell'orizzonte sottosuperficiale di alterazione (*orizzonte cambico*) vi sono evidenze del processo di rubefazione che fa assumere a questi suoli le tonalità rossastre (*chromic*), indicatrici della presenza di ossidi di ferro. Il substrato, rappresentato da ghiaie sabbiose poco o per niente alterate, si rinviene a profondità inferiore di 1 m dal p.c. (*skeletalic*).

I caratteri descritti conducono a classificare il suolo come appartenente ai *Chromi-Skeletalic Cambisols* (FAO, 1998) (Fig. 55).

In associazione a questi, vi sono suoli in cui lo spessore interessato dalla pedogenesi è modesto ed in cui la lavorazione ha ripetutamente rimescolato l'intero solum fino al substrato, che si rinviene a scarsa profondità (entro 40-50 cm); si è avuta così l'obliterazione dell'*orizzonte cambico* e si può individuare solamente un orizzonte superficiale di colore bruno rossastro, a tessitura franca e con abbondante presenza di scheletro che risulta parzialmente decarbonatato.

Questi suoli rientrano pertanto negli *Episkeleti-Aric Regosols* (FAO, 1998).

6.6. - SUOLI DEL SINTEMA DEL PO

Il *sintema del Po* raggruppa i depositi dei principali bacini (Cellina, Tagliamento e Meduna) sedimentati durante il postglaciale. All'interno del sintema è stata distinta l'*unità di Torcello*, che rappresenta gli alvei riconosciuti in evoluzione in epoca storica. Le differenze tra i suoli all'interno di questo sintema non sono molto rilevanti soprattutto a causa della natura del materiale di partenza, costituito da ghiaie carbonatiche; anche le differenze tra i diversi bacini di pertinenza sono limitate e legate soprattutto al maggiore tenore in carbonati del settore appartenente al Cellina-Meduna ed alla quantità di pietre in superficie, che diminuisce nella porzione tilaventina.

Nelle porzioni del sintema più distanti dalle alvei attuali di Cellina, Meduna e Tagliamento i suoli sono in genere sottili o moderatamente profondi e presentano un modesto grado di pedogenesi. Solamente l'orizzonte superficiale, che generalmente è interessato dalle lavorazioni, si differenzia dal substrato ghiaioso per la presenza di una maggior quantità di sostanza organica, che gli conferisce un colore leggermente più scuro, e per una debole decarbonatazione. La tessitura in superficie è franco-sabbiosa, con scheletro frequente o abbondante, mentre la reazione è alcalina a causa della consistente presenza di carbonati (*calcaric*). La presenza di scheletro poco o per nulla alterato, è abbondante già a debole pro-



Fig. 56 - *Scheleti-Calcaric Regosol*.



Fig. 57 - *Episkeleti-Calcaric Regosol*.

fondità (*skeletal*). Si tratta di suoli poco evoluti che rientrano negli *Skeletal-Calcaric Regosols* (FAO, 1998) (Fig. 56).

Localmente i suoli possono presentare una profondità leggermente superiore, ma il substrato ghiaioso si rinviene comunque entro 1 m di profondità (*Endoskeletal-Calcaric Regosols*); migliorano leggermente, di conseguenza, il drenaggio e la ritenzione idrica. Nelle aree dei magredi ad est di San Foca e di San Quirino e ad ovest di Tauriano e di Barbeano è comune anche la presenza di suoli che si differenziano per l'abbondanza di sostanza organica dell'orizzonte superficiale, che è anche moderatamente decarbonatato. La cospicua presenza di scheletro fin dalla superficie e la debole profondità a cui si rinvencono le ghiaie inalterate consente di classificarli come *Rendzic Leptosols*.

I suoli che si riscontrano tipicamente nei depositi più recenti dei corsi d'acqua principali, e che appartengono perciò all'*unità di Torcello*, sono sottili e poco sviluppati. L'orizzonte superficiale, a tessitura franco-sabbiosa, si differenzia solo debolmente dal substrato ghiaioso; lo scheletro è abbondante (*episkeletic*) e vi è solo una debole decarbonatazione, che assieme ad un più elevato contenuto di sostanza organica, costituisce l'unica differenza con gli strati sottostanti. La presenza di scheletro, poco o per nulla alterato, è abbondante già a debole profondità. La reazione è alcalina già in superficie a causa della consistente presenza di carbonati (*calcaric*).



Fig. 58 - *Epidystric Cambisol*.

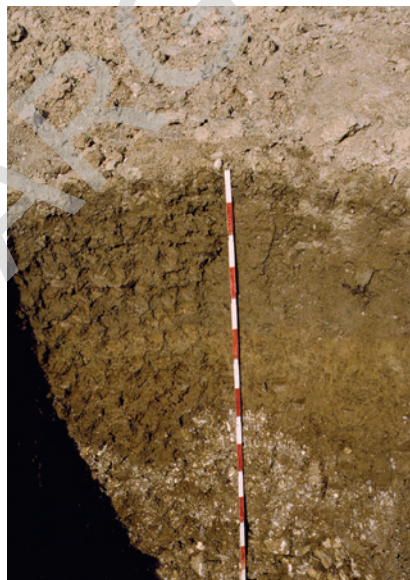


Fig. 59 - *Eutri-Fluvic Cambisol*.

Il limitato sviluppo dell'azione pedogenetica in questi suoli, unitamente alle caratteristiche descritte, indica la loro appartenenza agli *Episkeleti-Calcaric Regosols* (FAO, 1998) (Fig. 57).

Talvolta a questi suoli ne sono associati altri simili per molte caratteristiche, ma con profondità leggermente superiore e minor quantità di scheletro in superficie.

6.7. - SUOLI DELL'UNITÀ SUPERIORE DEI BACINI SECONDARI

I suoli sviluppatasi sui sedimenti dei torrenti Còlvera e Cosa, depositi prevalentemente durante l'Olocene, sono accomunati per molti caratteri ai suoli descritti per il *sintema del Po*. Si può riconoscere un contributo di sedimenti fini che non ha portato, tuttavia, a differenze significative nell'evoluzione dei suoli e nelle loro qualità.

6.8. - SUOLI DELLE UNITÀ UBIQUITARIE

In prossimità dei rilievi del Col Palis-Col Vaita e nella fascia pedemontana tra il Torrente Cosa ed il Fiume Tagliamento i suoli sono caratterizzati da un buon grado di sviluppo pedogenetico, evidenziato principalmente dalla desaturazione degli orizzonti di superficie (*epidystric*). L'orizzonte superficiale di colore bruno ha tessitura franca ed è privo di scheletro, risulta decarbonatato e con una ridotta saturazione in basi.

L'orizzonte sottosuperficiale presenta un buon grado di aggregazione ed una moderata desaturazione che consentono di classificare i suoli come *Epidystric Cambisols* (FAO, 1998) (Fig. 58).

Nella depressione compresa tra il Col Palis ed il colle di San Zenone i suoli denotano invece difficoltà di drenaggio, come evidenziato dalla presenza di screziature e colori di matrice sui toni grigiastri (colori *gleyici*) che indicano il ristagno dell'acqua per periodi prolungati e la presenza di un ambiente riducente. L'orizzonte superficiale, di colore bruno oliva, ha tessitura franca ed è privo di scheletro e di carbonati. L'orizzonte sottosuperficiale presenta un buon grado di decarbonatazione e di aggregazione e, unitamente alle caratteristiche descritte, porta a classificare i suoli come *Gleiyc Cambisols*.

In corrispondenza dei conoidi coalescenti della fascia collinare tra Maniago e Cavasso Nuovo, si sono sviluppati suoli con orizzonte superficiale bruno a tessitura franco-limosa e scheletro scarso o comune, ben decarbonatato come l'orizzonte sottosuperficiale di alterazione (*orizzonte cambico*). Il substrato è costituito da ghiaie grossolane e presenta un'evidente discontinuità con il *solum*. I suoli rientrano negli *Eutri-Fluvic Cambisols* (FAO, 1998) (Fig. 59).

VI - ANALISI POLLINICA DEI DEPOSITI QUATERNARI

(R. Pini, M. Donegana, M. Zanni, C. Ravazzi, L. Wick)

Le analisi sono state svolte sia su campioni di sedimento provenienti da varie sezioni in affioramento (Còlvera-Fornasatte, Travesio, Rio Ponte, Rugo di Valeriano) che su carote di un sondaggio effettuato sul fondo del Lago di Ragogna mediante piattaforma, nell'ambito del progetto "Forest dynamics: immigration and expansion of trees" attivato presso l'Institute of Plant Sciences (IPS) dell'Università di Berna.

I risultati sono discussi in rapporto alle determinazioni geocronometriche ottenute sulle medesime successioni mediante analisi ^{14}C e OSL (*Optically Stimulated Luminescence*).

1. - MATERIALI E METODI

I campioni sono stati preparati secondo le metodologie in uso presso il Laboratorio di Palinologia e Paleoecologia del CNR-IDPA di Milano e dell'IPS di Berna. Per ogni campione sono stati prelevati alcuni grammi di sedimento (peso secco) ed è stata aggiunta una tavoletta di *Lycopodium* per il calcolo della concentrazione pollinica. Dopo una serie di trattamenti chimico-fisici, i campioni sono stati acetolizzati, conservati in glicerina e montati su vetrini. Gli spettri pollinici dei campioni prelevati in affioramento sono presentati nelle tabelle 1, 2 e 3 e in Fig. 60; il *log* risultante per il sondaggio del Lago di Ragogna è in Fig. 61.

La somma pollinica comprende il numero totale dei granuli conteggiati con l'esclusione dei palinomorfi rimaneggiati e delle piante palustri e acquatiche, la cui presenza è legata a condizioni locali connesse con l'ambiente di sedimenta-

zione. I tipi pollinici sono stati raggruppati in categorie: piante arboree distinte in (i) conifere e (ii) latifoglie; (iii) xerofite, ovvero piante legate a condizioni aride, che includono sia erbacee che legnose camefite e arbusti; (iv) piante palustri; (v) altre erbacee di ambiente terrestre. Infine, sono indicati con il termine di “extra-fossili” (VAN GEEL, 1978) i palinomorfi di natura diversa dal polline che si conservano nei preparati e che forniscono ulteriori informazioni sull’ambiente di sedimentazione.

La nomenclatura segue la lista di tipi pollinici ALPADABA (Alpine Palynological Database), versione 2000, depositata presso l’Institute of Plant Sciences, Università di Berna. ALPADABA è basato sulla Northwest European Pollen Flora (PUNT & BLACKMORE, 1976-1995) con integrazione di tipi derivati da MOORE *et alii* (1991) e dalla flora alpina.

2. - SPETTRI POLLINICI DALLA SUCCESSIONE DEL R. DI VALERIANO

Dai depositi lacustri e palustri della sezione del Rugo di Valeriano (Fig. 60) (acronimo RV1, coordinate Gauss-Boaga 2 358 923 long E / 5 115 833 lat N) sono stati prelevati 9 campioni per analisi pollinica, di seguito disposti in ordine stratigrafico (dal più profondo al più superficiale) e indicati con le profondità relative rispetto al *top* dell’affioramento. Altri due campioni (065GM32 e 065GM36) provengono invece da affioramenti situati a qualche centinaio di metri di distanza dall’affioramento principale (cfr. Fig. 43). Il campione 065GM36 proviene da un livello organico intercalato in depositi alluvionali di conoide, stratigraficamente più bassi rispetto alla sezione RV1. Il campione 065GM32 è rappresentato da un suolo organico intercalato a depositi alluvionali di bassa energia e torbe e ha fornito un’età ^{14}C di 30.875 ± 820 a BP.

Concentrazione e somma pollinica

- I campioni a 328, 315 e 245 cm di profondità della sezione RV1 e i campioni 065GM32 e 065GM36 presentano una concentrazione pollinica inferiore a 10.000 granuli/cmc. La somma pollinica raggiunta per ciascuno di questi campioni si attesta sui 200 granuli;
- i campioni a 110, 70, 50, 40 e 32 cm di profondità della sezione RV1 presentano una concentrazione pollinica piuttosto elevata (29.600-52.700 granuli/cmc), perciò sono state raggiunte somme polliniche più alte (oltre 400 granuli);
- il campione a circa 202 cm di profondità della sezione RV1 è risultato sterile.

Campione 065GM36

Le elevate percentuali di *Pinus sylvestris/mugo* (72%) e di *Picea* (19%) indicano la diffusione di foreste dense (*Arboreal Pollen*, AP = 97%) di conifere boreali.

Sezione RV1, campioni a 328 e 315 cm (sabbia limosa) e a 245 cm (limo sabbioso) di profondità.

Gli spettri pollinici sono caratterizzati dalla dominanza di *Pinus sylvestris/mugo* (> 70%) accompagnato da *Picea* (tra 9% e 23%) e *Abies*, quest'ultimo sempre presente anche se con bassi valori (2%). Tra le latifoglie solo *Alnus*, *Betula* e *Tilia* sono presenti in tutti i campioni; nel campione a 315 cm di profondità si aggiungono *Acer*, *Corylus* e *Quercus*. Il tasso di afforestamento elevato (AP 84-93%), la compresenza stabile, sia pur subordinata, di polline di latifoglie termofile indicano foreste miste di conifere e latifoglie, proprie di ambiente temperato fresco e asciutto. La componente erbacea (< 10%) mostra una scarsa variabilità ed è composta prevalentemente da Gramineae, Compositae e Rosaceae. Il valore raggiunto dalle Cyperaceae (11% fuori somma pollinica) nel campione a 245 cm di profondità è indicativo di condizioni locali palustri, di ristagno d'acqua o di ambienti mal drenati.

Sezione RV1, campione a 110 cm di profondità (argilla organica)

Lo spettro è dominato da *Pinus sylvestris/mugo* (50%), *Betula* (15%) e *Artemisia* (16%). *Picea* raggiunge l'11%. Questa composizione è indicativa di foreste-steppe di ambiente boreale freddo. In base alla considerevole abbondanza di polline di Cyperaceae (13% fuori somma pollinica), questa famiglia costituisce il principale componente della torba esaminata.

Sezione RV1, campioni a 70 cm (limo argilloso) e a 50, 40 e 32 cm (torba) di profondità

Sono dominanti *Pinus sylvestris/mugo*, *Betula* e *Artemisia*, seguiti da *Quercus* e *Picea*. Questa composizione è indicativa di foreste miste e steppe di ambiente boreale fresco. La componente erbacea è più ricca rispetto ai campioni precedenti ed è indicativa di ambienti palustri a sedimentazione organica e di ambienti terrestri a vegetazione erbacea igrofila.

Campione 065GM32

Le elevate % di *Pinus sylvestris/mugo* (52%) e di *Picea* (41%) indicano la presenza di dense foreste di tipo boreale.

2.1. - INTERPRETAZIONE CRONOSTRATIGRAFICA

In Figg. 43 e 60 sono indicate le età ¹⁴C e OSL ottenute per i depositi affioranti lungo l'alveo del Rugo di Valeriano.

I depositi lacustri con sismiti affioranti nel settore occidentale della valle hanno fornito un'età OSL di 160±19 ka (campione VAL3, cfr. Capitolo VII). I depositi

colluviali posti alla base della sezione RV1 hanno fornito un'età OSL di 144 ± 15 ka (campione VAL2, cfr. Capitolo VII). L'età del campione 065GM36 è quindi compresa tra questi due valori e si colloca in una fase terminale del Pleistocene medio, durante il MIS 6. Lo spettro pollinico del campione 065GM36 indica foreste boreali a conifere e aree aperte con comunità di xerofite. Un quadro simile è stato riscontrato per il MIS 6 nella successione palinostratigrafica di Azzano Decimo (PINI, 2006; PINI *et alii*, 2008b; ZANFERRARI *et alii*, 2008b).

I depositi lacustri e palustri della sezione RV1 sono stati depositi in un intervallo di tempo collocato tra 144 ± 15 ka e 69 ± 7 ka (campione VAL1, cfr. Capitolo VII).

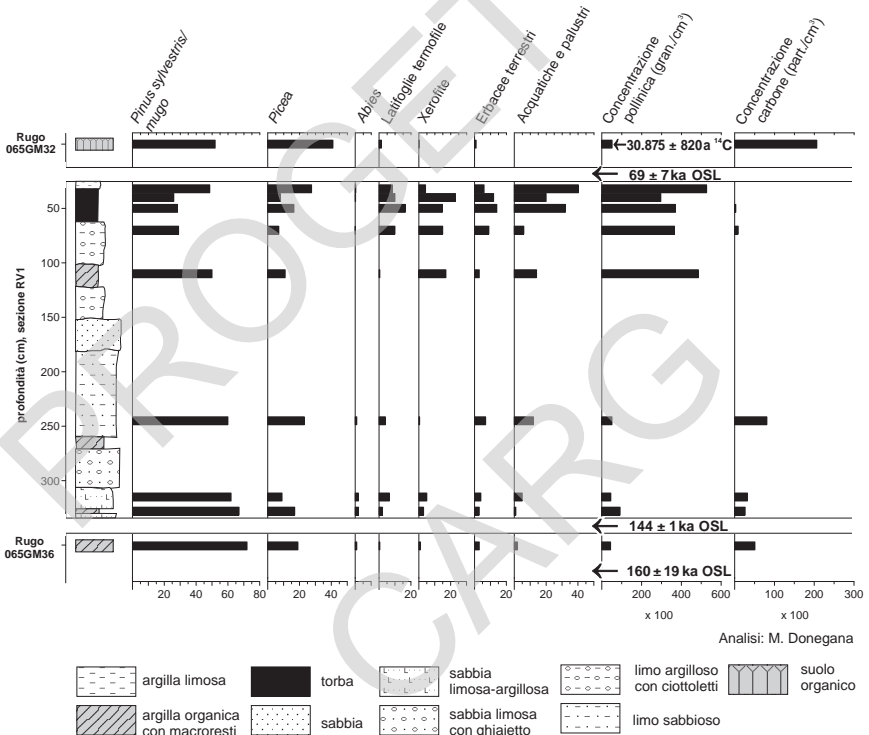


Fig. 60 - Istogrammi % di taxa selezionati rappresentati negli spettri pollinici di Rugo di Valeriano. I valori % sono calcolati a partire da una somma pollinica che comprende il numero totale dei granuli conteggiati con l'esclusione dei palinomorfi rimaneggiati e delle piante palustri e acquatiche, la cui presenza è legata a condizioni locali connesse con l'ambiente di sedimentazione. Latifoglie termofile: somma di Quercus caducifolia, Tilia, Ulmus, Corylus, Fraxinus. Xerofite: somma di Artemisia, Chenopodiaceae, Ephedra tipo fragilis, Helianthemum. Erbece terrestri: somma delle entità erbacee di ambiente terrestre. Acquatiche e palustri: somma di Cyperaceae, Myriophyllum tipo verticillatum, Nuphar, Thalictrum, tipo Potentilla, Sparganium tipo emersum ed erectum, Typha tipo latifolia.

Il confronto degli spettri pollinici ottenuti dalla sezione RV1 e il diagramma di Azzano Decimo indicano che i sedimenti della sezione esaminata si sono depositi durante una fase interstadiale del Pleistocene Superiore. La maggiore quantità di polline di tiglio registrata nei campioni della sezione RV1 può essere attribuita alle condizioni di aduggiamento e scarso soleggiamento, tipiche delle zone di forra prossime al margine prealpino, che caratterizzano l'area del Rugo di Valeriano.

Lo spettro pollinico del campione 065GM32, datato 30.875 ± 820 anni ^{14}C BP, indica la presenza di foreste boreali a pino ed abete rosso, in accordo con spettri ottenuti nella successione di Azzano Decimo su campioni attribuiti alla parte finale del Würm medio. L'elevata concentrazione di microparticelle di carbone nel sedimento (20.600 part./cmc) indica episodi di incendio di incerta origine (naturale o antropica), ripetutamente registrati anche nel record di Azzano Decimo (ZANFERRARI *et alii*, 2008b) nello stesso intervallo di tempo.

3. - SPETTRO POLLINICO DA UN ORIZZONTE ORGANICO SEPOLTO NELLA SUCCESSIONE DI RIO PONTE

È stato sottoposto ad analisi pollinica un campione di sedimento proveniente dall'orizzonte A di un paleosuolo posto a tetto dei depositi del *sintema di Plaino* e affiorante in località Rio Ponte (coordinate Gauss-Boaga 2 364 192 long E / 5 116 723 lat N). Il sedimento presenta una bassa concentrazione pollinica (235 granuli/g di sedimento); nello spettro il polline di latifoglie termofile (soprattutto *Tilia*, accompagnato da *Alnus* tipo *glutinosa*, *Quercus* caducifolia e *Ulmus*) è prevalente sulle conifere, tra le quali si annoverano anche *Picea* e *Abies* (Tab. 1). Questa composizione indica foreste miste di latifoglie termofile con abete rosso (il polline di *Picea* potrebbe in parte provenire dai rilievi prealpini antistanti), di clima temperato caldo.

Assumendo per i depositi del *sintema di Plaino* un'età compatibile con il MIS 6, il paleosuolo di Rio Ponte potrebbe rappresentare una fase temperata all'interno del MIS 5.

4. - SPETTRI POLLINICI DI DEPOSITI DATATI ALL'ULTIMO MASSIMO GLACIALE, AL TARDIGLACIALE E ALL'OLOCENE

Travesio

I risultati delle analisi su campioni di sedimento provenienti da Travesio (coordinate Gauss-Boaga 2 356 300 long E / 5 117 175 lat N) sono sintetizzati in Tab. 2. Lo spettro pollinico da Travesio proviene da un campione datato

TIPI POLLINICI	RIO PONTE (19.075±160 a BP)		RIO PONTE (paleosuolo orizzonte A)	
	n. granuli	%	n. granuli	%
CONIFERE				
<i>Pinus</i>	415	85,2	25	25
<i>Pinus cembra</i>	3	0,6	2	2
<i>Picea</i>			9	9
<i>Abies</i>			3	3
TOTALE	418	85,8	39	39
LATIFOGLIE ARBOREE				
<i>Alnus t. glutinosa</i>			8	8
<i>Betula</i>			1	1
<i>Fraxinus excelsior</i>			1	1
<i>Quercus caducifolia</i>			5	5
<i>Tilia</i>			24	24
<i>Ulmus</i>			5	5
TOTALE			44	44
XEROFITE				
<i>Hippophae</i>			1	1
<i>Artemisia</i>	2	0,4		
Chenopodiaceae	1	+	1	1
<i>Helianthemum</i>	1	+		
TOTALE	4	0,8	2	2
ERBACEE TERRESTRI				
Gramineae	43	8,8	1	1
t. <i>Anthemis</i>			1	1
t. <i>Aster</i>	2	0,4		
<i>Serratula</i>	2	0,4		
Cichorioideae	13	2,7		
Caryophyllaceae	4	0,8	10	10
Labiatae			1	1
t. <i>Galium</i>	1	+	1	1
<i>Geranium</i>			1	1
TOTALE	65	13,3	15	15
PALUSTRI				
Cyperaceae	14	2,9		
<i>Thalictrum</i>	1	+		
TOTALE	15	3,1		
Somma pollinica (escl. palustri)	487	100		
Conc. pollinica (granuli/g)	1073	235		
Conc. carbone (partic./g)	26	2		
ALGHE, SPORE, EXTRAFOSS.				
Zygnemataceae	2	0,4		
<i>Sphagnum</i>			8	8
Spore monolete			44	44
<i>Lycopodium</i>			3	3
Gelasinospora	1	+	1	1
<i>Ustilina deusta</i>			3940	3940

Tab. 1 - Spettri pollinici dalla località di Rio Ponte.

18.730 ± 200 anni ¹⁴C BP (22.100-22.470 cal. BP) ed è caratterizzato quasi esclusivamente da polline di *Pinus* (oltre il 93%), accompagnato da modeste quantità di xerofite e piante erbacee.

Questa composizione è in ottimo accordo con quella ottenuta da Rio Ponte per la medesima fase avanzata dell'Ultimo Massimo Glaciale.

Rio Ponte

Lo spettro pollinico ottenuto su un campione di sedimento da Rio Ponte (coordinate Gauss-Boaga 2 364 192 long E / 5 116 723 lat N) e datato 19.075±160 anni ¹⁴C BP (22.370-22.790 cal. BP) è caratterizzato dalla dominanza di *Pinus sylvestris/mugo* (85,2%), accompagnato da Gramineae e da scarse xerofite (Tab. 1). Il polline di latifoglie è del tutto assente.

Questo quadro è caratteristico dell'Ultimo Massimo Glaciale nel settore prossimo all'anfiteatro del Tagliamento: i valori percentuali elevati di *Pinus sylvestris/mugo* sono almeno in parte da riferire a *Pinus mugo*, di cui sono stati occasionalmente rinvenuti gli aghi nei depositi fluvio-glaciali.

TIPI POLLINICI	TRAVESIO (18.730±200 a BP)	
Analisi: D. Arobba, 1999	num. granuli % pollinica	
CONIFERE		
<i>Pinus</i>	258	93,1
TOTALE	258	93,1
XEROFITE		
<i>Ephedra</i>	1	+
Chenopodiaceae-Amaranthaceae	1	+
TOTALE	2	0,7
ERBACEE TERRESTRI		
Gramineae	8	2,9
<i>Centaurea</i>	1	+
Cichorioideae	4	1,4
Caryophyllaceae	1	+
Fabaceae	1	+
<i>Plantago t. media/major</i>	1	+
<i>Campanula</i>	1	+
TOTALE	17	6,1
ACQUATICHE E PALUSTRI		
Cyperaceae	7	2,5
TOTALE	7	2,5
Somma pollinica (escl. acquatiche e palustri)	277	
SPORE E ALGHE		
Filicales monolete	1	+

Tab. 2 - Spettri pollinici dalla località di Travesio.

Còlvera-Fornasatte.

Gli spettri pollinici indicati come “Còlvera-Fornasatte” (Tab. 3) sono stati ottenuti da una successione potente circa 2 metri di argille, limi, limi sabbiosi con livelli di accumulo di detrito vegetale, incisa dal Torrente Còlvera in località Fornasatte (coordinate Gauss-Boaga 2 343 401 long E / 5 118 466 lat N). Essa rappresenta il riempimento di un lago di sbarramento per frana. Un cono di *Picea* rinvenuto nel livello più alto di detrito vegetale ha fornito un'età di 9.090 ± 90 anni ^{14}C BP (10.181-10.304 anni cal. BP e 10.312-10.396 anni cal. BP).

I macroresti identificati dal medesimo livello comprendono: dominanza di *Picea* (aghi), frequenti nocchie di *Corylus*, *Pinus sylvestris* (pigna), *Salix* (foglie). Gli spettri pollinici mostrano un quadro forestale stabile a dominanza di *Corylus*, *Tilia*, *Ulmus* e *Picea*, indicativo di foreste miste di latifoglie termofile, abete rosso e pino silvestre di ambiente temperato caldo.

Il sito (405 m s.l.m.) interessa un piccolo bacino idrografico nel settore più meridionale delle Prealpi Carniche ed è perciò significativo della vegetazione dell'orizzonte vegetazionale basso montano durante il Preboreale.

Sono caratteristiche biostratigrafiche della fine del Preboreale-Boreale: l'abbondanza di polline di nocciolo, di tiglio e di olmo, la scarsità di betulla, nonché la totale assenza di *Abies* e *Fagus*, che si diffondono in queste regioni al termine del Preboreale/inizio Boreale (VESCOVI, 2007). La diffusione di *Picea* è in accordo con la fase di massima espansione prealpina di questa specie (RAVAZZI, 2002), che inizia durante il Dryas recente nell'anfiteatro glaciale del Tagliamento (v. sezione successiva).

5. - IL TARDOGLACIALE NELLA SUCCESSIONE LACUSTRE DEL LAGO DI RAGOGNA

Nel Lago di Ragogna è stata prelevata, in un settore a profondità di 3,50 m d'acqua, una carota di sedimento della lunghezza di 6,88 m con un carotiere Livingstone modificato. Il profilo comprende una sequenza completa del periodo tardoglaciale, mentre parte dell'Olocene non è documentato a causa di variazioni del livello del lago.

Per l'analisi pollinica è stato trattato 1 cmc di sedimento con metodi standard di laboratorio. Il diagramma pollinico di Fig. 61 mostra le percentuali dei taxa più importanti. La somma pollinica di 800-1.000 granuli include polline di piante legnose, erbe e Gramineae, mentre i taxa acquatici, le Cyperaceae e i tipi pollinici pre-Pleistocene superiore sono esclusi dalla somma pollinica. Le datazioni ^{14}C AMS sono state ottenute da macrofossili terrestri, come aghi di conifere, squame di conifere e corteccia.

TIPI POLLINICI	C1 +25		C2 +86		C2 +120		C2 +170	
Analisi:								
M. Zanni, 2002	n° gr.	%	n° gr.	%	n° gr.	%	n° gr.	%
CONIFERE								
<i>Cedrus</i>					4	0,9		
<i>Picea excelsa</i>	24	5,9	84	18,1	98	22,3	85	21,3
<i>Pinus</i>	87	21,3	102	22,0	63	14,4	99	24,8
TOTALE	111	27,2	186	40,2	165	37,6	184	46,1
LATIFOGIE								
<i>Acer</i>			4	0,9	7	1,6	1	+
<i>Alnus</i>	4	1,0	1	+	5	1,1	2	0,5
<i>Betula</i>	4	1,0	2	0,4	2	0,5	3	0,8
<i>Carpinus betulus</i>	2	0,5			2	0,5	2	0,5
<i>Corylus</i>	120	29,4	82	17,7	99	22,6	86	21,6
<i>Fraxinus excelsior</i>	1	+			5	1,1	5	1,3
<i>Hedera</i>	1	+	2	0,4	4	0,9	5	1,3
Rosaceae ND	3	0,7	2	0,4			2	0,5
<i>Quercus caducifolia</i>	6	1,5	12	2,6	20	4,6	11	2,8
<i>Salix</i>	1	+						
<i>Sambucus t. nigra</i>	2	0,5					1	+
<i>Tilia</i>	58	14,2	143	30,9	36	8,2	56	14,0
<i>Ulmus</i>	56	13,7	12	2,6	84	19,1	27	6,8
<i>Viburnum</i>	2	0,5			1	+		
TOTALE	260	63,7	260	56,2	265	60,4	201	50,4
XEROFITE								
<i>Artemisia</i>	2	0,5	6	1,3			1	+
<i>Ephedra t. distachya</i>	2	0,5						
TOTALE	4	1,0	6	1,3			1	+
ERBACEE								
Gramineae	23	5,6	1	+	3	0,7	4	1,0
Caryophyllaceae	2	0,5			1	+		
Cichorioideae			3	0,6	3	0,7	1	+
Compositae Asteroideae	1	+	2	0,4			1	+
Cruciferae			1	+				
<i>Filipendula</i>	3	0,7	2	0,4	1	+		
<i>Galium</i>	1	+			1	+	1	+
<i>Polygonum persicaria</i> type							4	1,0
Primulaceae							1	+
<i>Ranunculus</i>							1	+
<i>Rumex acetosa</i> type	1	+						
Umbelliferae	2	0,5	2	0,4				
TOTALE	33	8,1	11	2,4	9	2,1	13	3,3
ACQUATICHE E PALUSTRI								
Cyperaceae	208	51,0						
<i>Sparganium</i>							1	+
<i>Thalictrum</i>							1	+
<i>Typha angustifolia</i>			1	+				
<i>Typha latifolia</i>					4	0,9		
<i>Epilobium</i>					1	+		
TOTALE	208	51,0	1	+	4	0,9	3	0,8
Somma poll. (escl. acquat. e palustri)	408	463	439	399				
Conc. poll. (gran./g)	5579	4240	5053	5887				

Tab. 3 - Spettri pollinici dalla successione Còlvera-Fornasatte.

LAGO DI RAGOGNA 188 m slm

Analisi: L. Wick

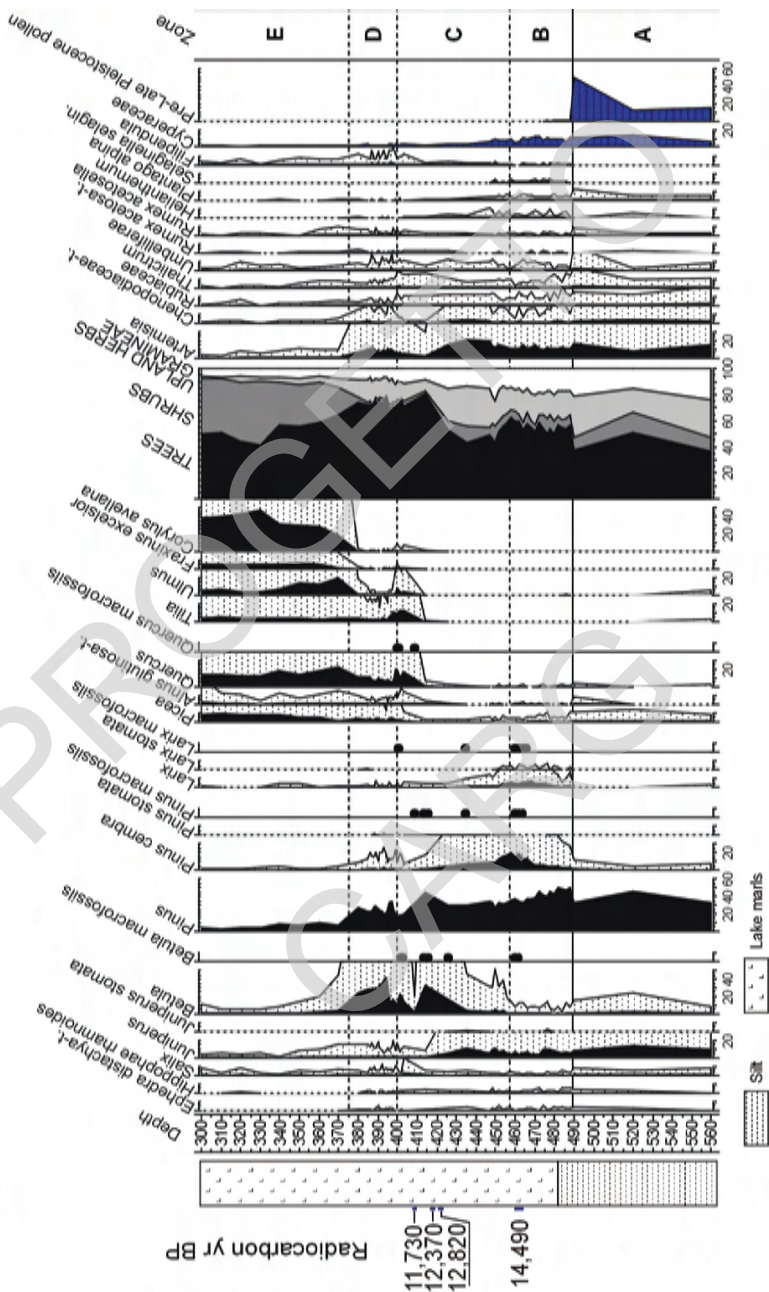


Fig. 61 - Log stratigrafico, cronologia e diagramma pollinico dei depositi del Lago di Ragogna (da WICK, 2004).

I ritrovamenti di macroresti sono relativamente rari; sono indicati da pallini a fianco della rispettiva curva pollinica nel diagramma di Fig. 61.

La porzione inferiore della carota (Zona A, 488-688 cm, di cui i 128 cm basali non sono inclusi nel diagramma pollinico) consiste di silt e sabbie, in parte provenienti da acque di fusione glaciale del ghiacciaio del Tagliamento. Ciò indica che in questa fase alcuni scaricatori del ghiacciaio in regresso sfociavano nel lago.

Le basse concentrazioni polliniche e le elevate proporzioni di tipi pollinici estinti almeno dal Pleistocene Medio, come *Liquidambar*, *Carya* e *Pterocarya*, suggeriscono che la vegetazione del bacino idrografico fosse molto sparsa e che il substrato fosse esposto all'erosione. La vegetazione era di steppa aperta dominata da Gramineae, *Artemisia* e Chenopodiaceae; arbusti di ginepro erano abbondanti e plaghe isolate di *Pinus sylvestris/mugo* (e *Picea*?) potevano occupare siti favorevoli.

A 488 cm si osserva un mutamento drastico (ca. 15.000-15.500 anni ¹⁴C BP): l'apporto minerogenico nel lago rapidamente diminuì e iniziò la precipitazione di *marl* lacustre autoctono, mentre nelle zone circostanti si insediava una foresta aperta di conifere con *Larix*, *Pinus cembra* e probabilmente anche *P. mugo* e *P. sylvestris* (Zona B). La curva isotopica dell'ossigeno suggerisce che questo cambiamento fu determinato da un significativo aumento di temperatura (WICK, 2004).

L'espansione precoce (*pre-Bølling*) di foreste di conifere è una caratteristica nelle Alpi sudorientali, dipendente dalla presenza di popolazioni arboree che superarono l'ultimo glaciale in habitat favorevoli nelle vicinanze, dai quali si espansero non appena si verificò un miglioramento del clima.

Alle Fornaci di Revine (TV) una foresta di *Larix* si sviluppò nel medesimo intervallo di tempo ed è stata sepolta da sedimenti fluvio-glaciali connessi con una riavanzata del ghiacciaio del Piave (CASADORO *et alii*, 1976). Al Lago di Ragogna un deterioramento climatico a circa 14.400 anni ¹⁴C BP è testimoniato da una forte diminuzione in polline arboreo e un aumento in *Artemisia* e altri elementi steppici (Zona C). L'inizio dell'interstadiale tardoglaciale è individuato dall'espansione di *Betula*.

Attorno a 12.400 anni ¹⁴C BP si espanse *Pinus sylvestris*, seguito da alberi mesofili decidui, come *Quercus*, *Tilia*, *Ulmus* e *Alnus* (probabilmente *A. incana*).

La Zona D rappresenta il deterioramento climatico del Dryas recente ed è caratterizzata da una forte riduzione di alberi mesofili e aumento in *Betula*, *Pinus cembra* e *Picea*. Percentuali più elevate in *Artemisia* e Chenopodiaceae indicano condizioni steppiche.

All'inizio dell'Olocene (Zona E) si espansero foreste decidue dominate da *Ulmus*, *Quercus* e *Corylus*, mentre *Pinus*, *Betula* ed erbe eliofile divennero rare.

PROGETTO
CARG

VII - DATAZIONI ISOTOPICHE E OSL

1. - DATAZIONI RADIOCARBONIO (*G. Calderoni*)

I campioni analizzati provengono sia da sezioni naturali che da carote di sondaggi; in forte prevalenza (71%) sono rappresentati da matrici siltoso-argillose con variabile contenuto di sostanza organica alterata, molto spesso di origine non definibile a causa dell'elevata dispersione e della mancanza di componenti macroscopiche. I restanti materiali sono invece costituiti da frammenti di vegetazione superiore di diverse dimensioni, variamente degradati sia meccanicamente che diageneticamente.

Stante l'impossibilità pratica di separare le frazioni di C organico più affidabili in cronologia radiocarbonio, il primo gruppo di materiali è stato utilizzato "in toto" (matrice minerale e C organico in essa disperso) dopo un adeguato pretrattamento chimico. Questo procedimento ha previsto una prolungata ebollizione con HCl 12% per garantire la completa decarbonatazione dei campioni (= eliminazione delle forme minerali del C rappresentate da clasti di rocce carbonatiche e/o da neoformazione di carbonato di Ca per precipitazione dal corrispondente bicarbonato presente nelle acque di circolazione) e la rimozione, per conversione idrolitica in composti solubili, di una vasta congerie di composti organici (aminoacidi, amino-zuccheri, materiale proteico, ecc.) che, per essere caratterizzati da elevata mobilità geochimica, possono essere non rappresentativi dell'età di deposizione dei sedimenti che li contengono. L'efficacia di questo protocollo di pretrattamento è stato più volte verificato, presso il Laboratorio dell'Università di Roma "La Sapienza", su materiali analoghi a quelli qui datati (CALDERONI & TURI, 1998).

I campioni costituiti da macroframmenti di vegetazione superiore, successivamente alla loro ispezione, rimozione di eventuali corpi estranei ed adeguata frantumazione, sono stati assoggettati al normale pretrattamento chimico di decontaminazione. Questo comprende un *leaching* con HCl ca. 10%, all'ebollizione e prolungato per ca. 30'; una serie di lavaggi con H₂O distillata; lisciviazione a caldo con NaOH; lavaggi con H₂O distillata, ebollizione con HCl 5% e lavaggi con H₂O distillata fino a pH 5-5,5.

I preparati provenienti dai pretrattamenti chimici sopra descritti sono stati quindi convertiti in benzene, che ha rappresentato il mezzo di conteggio dell'attività ¹⁴C, in apposita linea chimica. Il processo si sviluppa attraverso le seguenti fasi: (a) combustione delle forme di carbonio organico in corrente di ossigeno con ottenimento di CO₂ purificata; (b) conversione di questa in carburo di Li; (c) svolgimento e purificazione di C₂H₂ per reazione di idrolisi; (d) sintesi del benzene per trimerizzazione dell'acetilene mediante catalizzatore al Cr(VI); (e) estrazione, a caldo ed in depressione, del benzene.

Su pesi noti dei campioni di benzene sintetizzati, previa addizione della miscela di scintillatori in uso presso il Laboratorio, si è quindi misurata l'attività del ¹⁴C mediante spettrometri β⁻ multicanale con la tecnica della scintillazione liquida (LSC). Le misure sono state eseguite in modo "circa simultaneo", una pratica che prevedendo il conteggio in sequenza dei preparati di ogni *batch* per piccoli, ripetuti intervalli di tempo fino ad accumulare un numero di eventi di decadimento statisticamente congruo, metodo che limita o attenua gli effetti di derive strumentali e/o di altri eventi accidentali.

Di regola ogni campione è stato misurato per ca. 48 ore e ogni *batch* di preparati comprendeva lo standard di carbonio moderno, un benzene sintetizzato da carbone fossile (*background*) ed almeno due *check samples* scelti tra quelli distribuiti dall'IAEA. I dettagli procedurali, le caratteristiche della linea chimica e degli spettrometri utilizzati sono riportati in CALDERONI & PETRONE (1992).

I dati di conteggio, acquisiti *on-line* e trattati statisticamente, sono stati utilizzati per il calcolo delle "età radiocarbonio convenzionali" in accordo con i criteri internazionalmente accettati (STUIVER & POLACH, 1977). Le età inferiori a circa 22.000 anni BP così ottenute sono state corrette per le variazioni secolari dell'abbondanza della ¹⁴CO₂ troposferica (= calibrazione) utilizzando i dati di calibrazione ed il software più aggiornato (STUIVER & REIMER, 1993).

Tanto le età ¹⁴C convenzionali che gli intervalli calibrati sono riportati con l'incertezza a livello di ±1σ e sono espressi in anni dal Presente (BP), con il Presente convenzionalmente fissato al 1950.

Tre dei 22 campioni analizzati si sono rivelati di età eccedente quella massima determinabile con il metodo del ¹⁴C. I risultati di queste misure rappresentano comunque dei significativi termini *ante quem* per l'aggradazione dei sedimenti che contenevano i materiali datati.

Taluni siti di campionatura hanno fornito materiali, anche di natura diversa, localizzati in sequenza stratigrafica, mentre in altri casi la campionatura è stata eseguita in duplicato in punti distinti e stratigraficamente coincidenti. I risultati mostrano una pregevole coerenza cronostatigrafica che si mantiene anche nel

Località	Materiale	Coordinate (Gauss Boaga) long E / lat N	n. di Lab. (Rome-)	Età ¹⁴ C conv. (± 1σ, anni BP)	Età calibrata ⁽¹⁾ (± 1σ, anni BP)
Maniago	sedimento organico	2 343 813 / 5 113 108	-1158	12.240 ± 110	15.250 - 14.100
“	idem	id.	-1159	11.850 ± 110	14.060 - 13.630
Basaldella di Vivaro	legno	2 348 484 / 5 106 914	-1253	10.530 ± 110	12.840 - 12.330
Barbeano	sed. organico	2 355 157 / 5 107 118	-1255	9.860 ± 90	11.330 - 11.180
“	id.	id.	-1254	7.090 ± 80	7.979 - 7.790
“	id.	id.	-1256	6.815 ± 75	7.690 - 7.590
Rugo di Valeriano	sed. torboso	2 358 923 / 5 115 833	-1394	> 44.000	
“	sed. organico	id.	-1395	> 44.000	
“	id.	id.	Ua-24087	30.875 ± 820	
Rio Ponte	legno	2 364 192 / 5 116 723	-1393	19.075 ± 160	23.040 - 22.240
Valeriano, scarpata Tagliam.	sed. organico	2 360 007 / 5 115 653	-1396	33.750 ± 950	
Spilimbergo Z.I.	sed. organico	2 335 082 / 5 112 142	-1351	8.885 ± 75	10.180 - 9.800
“	id.	id.	-1352	9.470 ± 80	11.060 - 10.580
“	id.	id.	-1353	9.840 ± 80	11.260 - 11.180
“	id.	id.	-1427	11.770 ± 100	13.990 - 13.515
Arzene	sed. organico	2 351 252 / 5 097 005	-1350	5.845 ± 65	6.730 - 6.570
Fornasatte	legno	2 343 401 / 5 118 466	-1355	9.090 ± 90	10.360 - 10.190
Molevana di Travesio	id.	2 356 300 / 5 117 175	-1160	18.780 ± 200	22.715 - 21.880
“	id.	id.	-1161	19.370 ± 230	23.430 - 22.530
Aonedis, scarpata Tagl.	livello unificato	2 362 099 / 5 112 994	-1428	> 43.000	
Sequals	sed. organico	2 354 399 / 5 114 918	Beta-163596	22.210 ± 700	
“	id.	id.	Ua-21027	19.065 ± 190	
“	id.	id.	Ua-21028	15.345 ± 125	
S. Giorgio della Richinvelda	sed. organico	2 353 394 / 5 099 170	-1431	5.140 ± 65	5.930 - 5.760

Tab. 4 - Datazioni ¹⁴C disponibili per l'area relativa al Foglio "Maniago".

⁽¹⁾ Gli intervalli di calibrazione sono stati ottenuti utilizzando dati, algoritmi e programmi di STUIVER & REIMER (1993). Gli intervalli cronologici riportati, opportunamente arrotondati, sono quelli risultanti dal calcolo con il "metodo dell'intercetta".

caso di sequenze contenenti resti organici di natura diversa. L'affidabilità dei materiali utilizzati e del protocollo analitico adottato, nonché dei criteri di selezione di siti di campionatura che presentassero condizioni di "sistema chiuso" risulta, tra l'altro, dai dati delle due misure relative al sito del Rugo di Valeriano. Qui tanto una torba molto diagenizzata che la sostanza organica finemente dispersa nella matrice minerale hanno concordemente fornito un'età > 44.000 anni BP sebbene, come è noto, campioni molto vecchi e di questa natura siano estremamente soggetti, qualora non propriamente "sigillati", a ringiovanimento apparente per acquisizione di materia organica alloctona trasportata dalle acque di circolazione.

Due inviti alla cautela sono necessari per un responsabile utilizzo del set di date di Tab. 4.

Il primo deriva dal fatto che nessun campione di legno (a parte quello rinvenuto a Basaldella di Vivaro) è sicuramente riferibile a vegetazione superiore *in situ* e pertanto, qualora questi materiali provenissero dall'erosione di corpi sedimentari precedentemente accumulati, le età misurate eccederebbero quella dell'effettiva aggradazione dei sedimenti dove i campioni stessi sono stati raccolti. Ciò vale anche per le numerose età fornite dalla sostanza organica dispersa e variamente alterata, per la quale non può mai essere esclusa a priori un'origine diacrona rispetto ai sedimenti che la contengono.

Di regola, la raccomandazione da tempo data dalla comunità internazionale dei cronologi ^{14}C prevede di considerare le età fornite da questi ultimi materiali come il tempo di *turnover* della sostanza organica e riferirsi ad esse come ad "età medie apparenti".

La seconda osservazione riguarda gli intervalli calibrati comunemente riferiti come "età calibrate", "età calendario" o, con qualche presunzione, "età vere".

L'ampiezza di tali intervalli di tempo, molto variabile, dipende dalle incertezze (= errori casuali) da cui sono affette tanto le corrispondenti età ^{14}C convenzionali che le misure eseguite per determinare le correzioni. L'ampiezza è inoltre influenzata dall'andamento, fluttuante e più o meno discosto da quello di una retta a 45° , della funzione età vera (generalmente quella acquisita dendrocronologicamente) - età ^{14}C convenzionale.

I dati di calibrazioni per età ^{14}C convenzionali fino a ca. 9.000 anni BP sono stati esclusivamente ottenuti embricando *record* di anelli di accrescimento annuale di alberi, viventi per i più recenti 4-5.000 anni e fossili per il restante arco di tempo. Questi dati costituiscono un insieme significativo, tanto per numero di sequenze analizzate che per distribuzione areale e pertanto la loro affidabilità è molto elevata tanto per precisione che accuratezza.

Non può invece essere detto lo stesso per la recente estensione della calibratura ad età ^{14}C convenzionali fino a ca. 20.000 anni BP. Ciò a causa delle accresciute incertezze derivanti sia da un limitato numero di dati che dal fatto che alcuni di questi provengono dal confronto di serie di età ^{14}C convenzionali con quelle fornite dal metodo dell'U/Th (con tutta la sequela di incertezze e convenzioni dei

metodi di cronologia isotopica) anziché con dendrodate, le sole che, in principio, possono fornire età assolute.

Si ricorda infine che, mentre le età ^{14}C convenzionali debbono essere considerate con l'incertezza che le accompagna (indispensabile quando si voglia fare un confronto o una correlazione, che devono fondarsi sul "criterio del $\pm 3\sigma$ "), per quelle calibrate va considerato l'intero intervallo cronologico (che include il totale delle incertezze) e non il valore centrale di questo, dato che tutte le età comprese nell'intervallo sono statisticamente indistinguibili.

2. - ANALISI CON GLI ISOTOPI STABILI DELLO STRONZIO (*l. Villa*)

Le determinazioni analitiche con il metodo dello $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ sono state eseguite presso l'Institut für Mineralogie u. Isotopengeologie dell'Università di Berna,

Campione	Sezione	livello stratigrafico (m)	Unità stratigrafica	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	Errore (2σ)	Età (Ma)
11	Rio Marcuz	535	MON ₂ -tetto-	0.708962	± 0.000015	6.54 -0.43+0.54
10	Davour la Mont	434	MON ₂ -parte intermedia-	0.708963	± 0.000019	6.50 -0.45+0.70
9	Davour la Mont	427	MON ₂ -parte intermedia-	0.708997	± 0.000010	5.87 \pm 0.12
8	Davour la Mont	420	MON ₂ -parte intermedia-	0.708978	± 0.000015	6.10 -0.18+0.40
7	Davour la Mont	350/355	MON ₂ -parte intermedia-	0.708925	± 0.000014	8.43 -1.04+0.66
6	Davour la Mont	340	MON ₂ -parte intermedia-	0.708923	± 0.000016	8.54 -1.15+0.71
5	Pontic	235	MON ₁ -limite con il MON ₂ -	0.708926	± 0.000016	8.38 -1.10+0.79
4	Castello/Vigna	130	MON ₁ -parte intermedia-	0.708949 0.708951 0.708950 (media)	± 0.000016 ± 0.000016 ± 0.000011 (media)	7.03 -0.61+0.78 6.91 -0.56+0.65 6.95 -0.39+0.44 (media)
3	Monte Molimes	115	MON ₁ -parte intermedia-	0.708921	± 0.000009	8.64 -0.54+0.40
2	Ponte di Clap	100	MON ₁ -parte intermedia-	0.708934	± 0.000014	7.62 -0.54+1.07
1	Ceschies	0	MON ₁ -base-	0.708936 0.708948 0.708944 (media)	± 0.000027 ± 0.000018 ± 0.000015 (media)	7.52 -1.02+1.65 7.03 -0.65+1.07 7.20 -0.60+1.00 (media)

Tab. 5 - Risultati delle analisi sul rapporto isotopico $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ in gusci di ostreidi nei membri MON₁ e MON₂ del conglomerato del Montello.

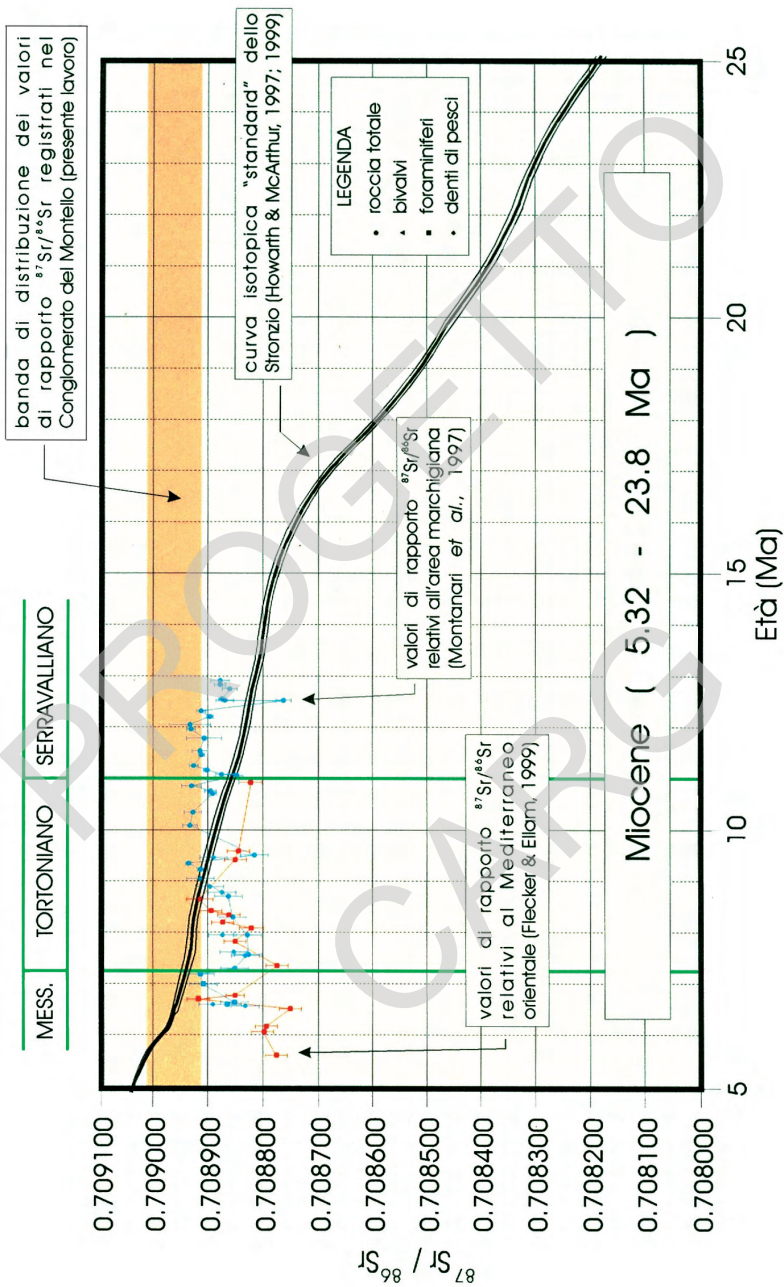


Fig. 62 - Schema di confronto (tratto da GRANDESSO et alii, 2000) tra la curva $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ standard dello stanzio di HOWARTH & MCARTHUR (1997; 1999), quelle ricavate per due sequenze dell'area mediterranea (MONTANARI et alii, 1997; FLECKER & ELLAM, 1999) e l'andamento dei valori isotopici registrati nel conglomerato del Montello.

utilizzando uno spettrometro di massa di tipo ICP-multicollettore Nu Instruments; i dati del rapporto isotopico $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, normalizzati al valore di 0.710248 per lo standard NBS-987, sono stati poi elaborati utilizzando il *data-base* “*Look-up table for derivation of numeric age*” (vers. 3/10:99) di HOWARTH & MCARTHUR (1997; 1999).

Le analisi isotopiche sono state eseguite su gusci di ostreidi in buono stato di preservazione, prelevati dal membro conglomeratico-arenaceo (MON₁) e da quello arenaceo-pelitico (MON₂). Come dimostrato da precedenti studi (JONES *et alii*, 1994a; b), i gusci di questi molluschi, composti da calcite basso-magnesiacca, costituiscono un materiale di buona qualità per lo svolgimento di analisi di rapporto isotopico $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$.

I dati analitici ricavati (Tab. 5) sono stati confrontati con l'andamento della composizione isotopica dello stronzio oceanico relativo al Miocene superiore.

Da tale confronto emerge un accordo decisamente buono con le curve isotopiche standard più aggiornate (Fig. 62) (MARTIN *et alii*, 1999; HOWARTH & MCARTHUR, 1997; 1999), sia per quanto riguarda la distribuzione dei valori assoluti dei dati analitici sia per quanto concerne il loro andamento. La banda di distribuzione dei valori del rapporto $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ricavati nella ricerca appare largamente confrontabile con quella oceanica standard a cavallo del Tortoniano/Messiniano.

Il *trend* generale disegnato dai valori sembra riprodurre con buona approssimazione l'andamento di quello registrato negli oceani (MARTIN *et alii*, 1999): anche i dati qui ottenuti evidenziano una minima variazione nel tasso di crescita del rapporto $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ nel corso del Tortoniano, o addirittura una flessione nel Tortoniano sommitale, cui fa seguito un più o meno brusco innalzamento nei valori a cavallo del limite col Messiniano.

È da sottolineare che questo risultato si discosta da quelli recentemente ottenuti nel Miocene superiore dell'area marchigiana (MONTANARI *et alii*, 1997) e della Turchia meridionale (FLECKER & ELLAM, 1999). In tali studi il generale abbassamento nei valori di composizione isotopica dello stronzio, registrato a partire dal Tortoniano nelle successioni locali rispetto al *trend* oceanico, viene interpretato dagli Autori o come effetto di un isolamento precoce dagli apporti oceanici dell'intero Mediterraneo, oppure solamente di alcuni sotto-bacini locali.

Il risultato qui ottenuto si pone invece in linea con altri precedenti studi che tendono a dimostrare il persistere di una, seppur minima, comunicazione tra Mediterraneo ed Atlantico e, dunque, omogeneità isotopica per il Messiniano inferiore, come dimostrato dalla consistenza dei valori isotopici registrati nelle evaporiti inferiori (MÜLLER *et alii*, 1990, MÜLLER & MUELLER, 1991) rispetto a quelli coevi di sedimenti oceanici.

Rielaborando i dati analitici isotopici con l'ausilio del *database* di HOWARTH & MCARTHUR (1997; 1999), è stato possibile, infine, ricavare le valutazioni di età numerica del *conglomerato del Montello*: l'insieme dei due membri della formazione dovrebbe estendersi tra 8,64 (-0,54+0,40) Ma e 5,87 ($\pm 0,12$) Ma.

3. - LUMINESCENZA OTTICAMENTE STIMOLATA (S.E. Lowick, F. Preusser)

3.1. - INTRODUZIONE

La datazione con il metodo della luminescenza (OSL) è usata per determinare quando un campione è stato esposto per l'ultima volta alla luce solare, stimando l'ammontare della radiazione ionizzante assorbita dopo il seppellimento e risulta dall'accumulo di segnale nel quarzo e nel feldspato.

Gli elettroni liberi, eccitati principalmente dalle radiazioni *alpha*, *beta* e *gamma* ambientali, vengono intrappolati nei difetti cristallini di minerali come il quarzo ed i feldspati e continuano ad accumularsi finché l'esposizione alla luce solare o ad una fonte di calore non li liberano, "azzerando" (*bleaching*) il segnale del campione cioè portando a zero "l'orologio della luminescenza".

Una volta usciti dalle "trappole" gli elettroni sono attratti indietro dai vuoti creati dalla ionizzazione e ricombinandosi a questi centri emettono energia sotto forma di fotoni. Questi sono misurati da un tubo fotomoltiplicatore in un lettore della luminescenza e sono usati per stimare la Dose equivalente (D_e) della radiazione assorbita necessaria per creare il segnale. La misura dei radionuclidi presenti nel sedimento circostante può essere calcolata con un γ -spettrometro *in situ* o con un γ -spettrometro ad alta risoluzione in laboratorio, per determinare il tasso annuale di Dose (D_r) di radiazione ionizzante, dal quale l'età del campione può essere calcolata usando l'equazione:

$$\text{Età stimata} = D_e/D_r$$

Prima di considerare i risultati delle misure con la luminescenza è importante capire che segnale si sta misurando, come anche il significato di misurare frazioni diverse.

Inoltre, è possibile identificare l'età corretta di un sedimento solo se è stato "azzerato" da un'adeguata esposizione prima della deposizione, poiché una conservazione del vecchio segnale porta ad una sovraestimazione dell'età.

Poiché il quarzo ed il feldspato differiscono nelle caratteristiche di luminescenza (KRBETSCHKEK *et alii*, 1997), essi possono essere considerati dosimetri di datazione indipendenti e così una concordanza in età che deriva da questi minerali può essere utilizzata come un'indicazione di completo *bleaching*, sebbene

siano i granuli sabbiosi del quarzo quelli con la miglior affidabilità per questo metodo nei depositi fluviali (WALLINGA, 2002).

Analogamente, granuli di diverse dimensioni sono probabilmente sottoposti a differenti modalità di trasporto; una concordanza tra granuli fini e grossolani aiuta nell'assunzione di un completo *bleaching* (FUCHS *et alii*, 2005).

3.2. - PROCEDURE DI LABORATORIO

I campioni sono stati raccolti sul terreno utilizzando un tubo metallico di 50-60 mm infisso in una superficie pulita del deposito e quindi estratto. I campioni sono stati svuotati in sacchetti neri e preparati in laboratorio in luce rossa. I granuli grossolani sono stati setacciati per ottenere una frazione 63-104 μm ed una frazione 104-149 μm di quarzo e di feldspato e la frazione fine poliminerale 4-11 μm è stata isolata usando la legge di Stokes. Tutti i granuli sono stati trattati con HCl al 32% per eliminare i carbonati, con H_2O_2 per eliminare la componente organica e ossalato di sodio per prevenire l'aggregazione dei granuli. La separazione per densità è stata fatta a 2,7 e 2,58 g/cm³ per isolare il quarzo ed il K-feldspato della frazione sabbiosa. Il quarzo separato è stato attaccato con HF al 40% per 40 minuti.

Ulteriore sedimento che circondava i campioni è stato raccolto per determinare la dose di radiazione generata da elementi rilevanti. Le attività specifiche dei radionuclidi ^{238}U , ^{232}Th e ^{40}K sono state misurate usando un γ -spettrometro ad alta risoluzione (PREUSSER & KASPER, 2001) e le concentrazioni sono state convertite nella matrice infinita della dose usando i fattori di conversione standard di ADAMIEC & AITKEN (1988).

Il contributo della radiazione cosmica è stato calcolato usando un campione attuale alla profondità di seppellimento, seguendo le indicazioni di PRESCOTT & HUTTON (1994). Un contenuto medio di ^{40}K dei feldspati del 12,5% è stato presunto seguendo HUNTLEY & BARIL (1997). I fattori di attenuazione sono stati presi da MEJDAHL (1987). Un contenuto d'acqua del 20% è stato utilizzato per questi calcoli che risultano nelle età massime stimate (Tab. 6).

La frazione fine poliminerale è stata separata in ciascun campione (VAL 1-3) come le due frazioni grossolane (63-104 μm e 104-149 μm); quarzo e feldspati sono stati separati nel campione VAL-3. Tutte le misure di luminescenza sono state effettuate nel lettore automatico Risø TL/OSL DA-20, con stimolazione del quarzo utilizzando blu LED (segnale modulato attraverso un filtro di trasmissione Hoya U-340), mentre la stimolazione dei granuli fini polimineralici e del feldspato grossolano è stata effettuata utilizzando IR-LED (segnale modulato attraverso un filtro interferometrico di 410 nm ed uno BG-39).

Tutte le misure sono state effettuate utilizzando un protocollo SAR modificato (MURRAY & WINTLE, 2000) per stimare la Dose equivalente (D_e). Una serie di test hanno condotto alla conferma della correttezza della procedura utilizzata.

Test di *preheat* hanno identificato un *plateau* dove D_e è stata osservata essere indipendente dalla temperatura e dal quale un'appropriata temperatura di *preheat* può essere usata. Test di recupero della Dose, nei quali è stato applicato un *cutheat*, confermano la correttezza della procedura per ripristinare una Dose nota alla temperatura scelta e test di trasferimento termico sono in grado di confermare che questa temperatura risulta in un contributo trascurabile da un segnale luminoso insensibile indotto dal *preheat*.

I granuli fini polimineralici e i feldspati grossolani sono stati misurati applicando un *preheat* rispettivamente a 230° e 210°C per 10" ed un *cutheat* di 200°C. La luminescenza otticamente stimolata (OSL) per la frazione fine polimineralica e per i feldspati grossolani è stata misurata per 300" a 50°, usando i primi 5" integrali per la D_e ed i 50" integrali finali per la stima di fondo.

Il quarzo grossolano è stato misurato applicando un *preheat* ed un *cutheat* di 230°C per 10", con misure OSL per 60" a 125°, usando i primi 12" integrali per la D_e ed i 12" integrali finali per la stima di fondo.

VAL	⁴⁰ K (%)	²³² Th (ppm)	²³⁸ U (ppm)	Frazione	Tassi delle dosi (Gy/ka)	Profondità (m)
1	0.55 ± 0.01	4.60 ± 0.28	1.60 ± 0.13	Pm fg	1.61 ± 0.15	5
2	0.52 ± 0.01	6.04 ± 0.37	1.89 ± 0.09	Pm fg	1.82 ± 0.18	6
3	0.33 ± 0.01	1.36 ± 0.80	2.84 ± 0.09	Pm fg	1.52 ± 0.18	8
				Quartz ^a	1.00 ± 0.07	
				Quartz ^b	1.00 ± 0.06	
				Feldspar ^a	1.40 ± 0.08	
				Feldspar ^b	1.49 ± 0.08	

Tab. 6 - Risultati dell'analisi dei radionuclidi e dei tassi delle dosi; ^a 63-104 μm; ^b 104-149 μm.

Campione	Frazione	n	D_e (Gy)	D_r (Gy/ka)	Età (ka)
VAL1	Pm fg	7	111.51 ± 2.13	1.61 ± 0.15	69 ± 7
VAL2	Pm fg	7	262.94 ± 5.65	1.82 ± 0.18	144 ± 15
VAL3	Pm fg	6	242.18 ± 4.32	1.52 ± 0.18	160 ± 19
	Feldspar ^a	40	218.99 ± 7.87	1.40 ± 0.08	156 ± 11
	Feldspar ^b	43	214.34 ± 15.99	1.49 ± 0.08	144 ± 8
	Quartz ^a	35	205.82 ± 7.92	1.00 ± 0.07	198 ± 15
	Quartz ^b	36	180.63 ± 8.48	1.00 ± 0.06	178 ± 13

Tab. 7 - Valori di D_e misurati (media di tutte le aliquote misurate insieme con errore statistico) ed età stimate risultanti.

3.3. - RISULTATI E DISCUSSIONE

La data stimata per il campione VAL-1 (Tab. 7), utilizzando la frazione fine polimineralica, è 69 ± 7 ka e concorda stratigraficamente con la data radiocarbonio di 31 ± 0.8 ka BP ottenuta dal suolo organico sovrastante.

La data stimata per il campione VAL-2 (Tab. 7), nella stessa frazione granulometrica, è di 144 ± 15 ka.

Tutte le date stimate per il campione VAL-3 (Tab. 7), di 156 ± 11 ka e di 144 ± 8 ka usando un segnale derivato dalle frazioni granulometriche di feldspato rispettivamente di piccole e grandi dimensioni, sono in buon accordo con un'età di 160 ± 19 ka derivata dai granuli della frazione fine polimineralica. Le età stimate dalle frazioni granulometriche di quarzo di piccole e grandi dimensioni sono leggermente più vecchie, con date rispettivamente di 198 ± 15 ka e 178 ± 13 ka.

Le età più giovani nei feldspati possono essere dovute a smorzamenti anomali (WINTLE, 1973; HUNTLEY & LAMOTHE, 2001), per mezzo dei quali un segnale che è stimato rimanere stabile diminuisce nei giorni in condizioni di laboratorio.

Test per le caratteristiche di smorzamento e *bleaching* sono stati condotti per capire meglio il segnale in corso di misurazione. Studi separati indicano un miglior *bleaching* nelle frazioni più fini che sono generalmente trasportate nella parte alta della colonna d'acqua (FULLER *et alii*, 1994), come anche un decremento in D_e con l'incremento delle dimensioni dei granuli, suggerendo che i granuli più grossi sono generalmente meglio "azzerati" (COLLS *et alii*, 2001; OLLEY *et alii*, 1998); questo è importante per capire la ragione per ogni variazione di D_e tra le diverse frazioni.

Aliquote di 1 mm sono state usate per i granuli grossolani, poiché questi sono più utili per determinare un *bleaching* incompleto (DULLER, 2004) e, mentre la loro distribuzione gaussiana non indica la presenza di *bleaching* incompleto (WALLINGA, 2002), la frazione più grossolana in entrambi i minerali produce un'età più giovane di circa il 10%. Questo implicherebbe che le D_e derivate dalla frazione del quarzo più grossolana rappresentano la vera dose sepolta, e così suggeriscono un'età massima per VAL-3 di 178 ± 13 ka.

Potrebbe essere possibile isolare una frazione di quarzo in granuli fini per produrre delle D_e più accurate per i campioni VAL-1 e VAL-2 e potrebbe essere anche possibile in futuro misurare i singoli granuli di quarzo, con la speranza di usare l'estensione della dispersione delle D_e per investigare a fondo la presenza di un *bleaching* parziale (DULLER *et alii*, 2000; OLLEY *et alii*, 1998).

PROGETTO
CARG

VIII - TETTONICA

(M.E. Poli, S. Rogledi, A. Zanferrari)

L'area compresa nel Foglio è situata a cavallo del fronte miocenico superiore-quaternario della catena Sudalpina orientale, costituito da sovrascorrimenti sud-vergenti in prevalenza ciechi e con direzione tra NE-SW e ENE-WSW (cfr. "Schema tettonico" nel Foglio). Anche se è dominata dagli effetti dell'evento Neoalpino, l'evoluzione tettonica della regione considerata risente in varia misura delle eredità geometriche e reologiche di una successione di eventi estensionali-transensionali nel Mesozoico e contrazionali nel Paleogene. Tutti questi eventi deformativi, all'attuale livello di osservazione delle relative strutture tettoniche, si sono esplicitati nel campo della deformazione fragile.

Sulla base delle direzioni di massima compressione σ_1 (locale) nel Miocene superiore - Pleistocene (CAPUTO *et alii*, 2003) e facendo riferimento strettamente alle strutture presenti nell'area del Foglio e ai loro rapporti, si possono definire due eventi principali..

1. Evento compressivo tardo-cretacico - paleogenico (dinarico o mesoalpino) con σ_1 orientato ENE-WSW, esplicitatosi nell'ambito della migrazione del sistema catena-avanfossa delle Dinaridi esterne. Esso ha originato la flessurazione della Piattaforma Carbonatica Friulana (PCF), che emerse in modo diacrono (qui nel Maastrichtiano) e fu sottoposta ad erosione subaerea. Il carico tettonico del sistema di sovrascorrimenti WSW-vergenti produsse anche una serie di faglie normali immerse in media ad est, che determinarono la progressiva erosione tettonica del margine orientale della PCF. Presso il margine settentrionale dell'area del Foglio passa l'accavallamento dinarico più esterno (grossolanamente corrispondente al limite occidentale dell'Unità tettonica di Pielungo: n. 6 in Fig. 63), attivatosi presumibilmente nell'Eocene superiore. Contro tale accavallamento si

chiudeva anche l'avanfossa dinarica, che tra il Selandiano e l'Ypresiano si era estesa in modo diacrono verso ovest sopra al *top* eroso e incarsito della PCF nuovamente annegata. È possibile che l'immersione assiale verso ENE delle strutture dell'Unità del M. Jouf (n. 7 in Fig 63) sia ereditata dall'originaria immersione a ENE della PCF.

2. Evento compressivo del Serravalliano - Attuale (neoalpino), in cui sono distinte due fasi principali in base: 1) all'intensità della strutturazione e del sollevamento della catena e della flessurazione dell'avampaese; 2) delle geometrie dell'avanfossa; 3) dello spessore e dell'estensione del cuneo clastico.

2a. Fase del Miocene superiore (forse estesa anche a parte del Pliocene inferiore), con σ_1 che passa da NNW-SSE nel Tortonianiano a NW-SE nel Messiniano (CAPUTO *et alii*, 2003); ha attivato i sovrascorrimenti a direzione media NE-SW e vergenza media a SE nel settore prealpino della catena Sudalpina orientale.

2b. Fase del Pliocene-Quaternario. Nel settore friulano centrale σ_1 ruota nuovamente in senso orario: attualmente tale settore è caratterizzato da una direzione media circa N-S, che si scompone a ovest in (N)NW-(S)SE e ad est in NNE-SSW, come risulta sia da analisi mesostrutturali nell'area prealpina di questo Foglio (Fig. 66) e del Foglio "Udine" (Fig. 41: ZANFERRARI *et alii*, 2008a) sia dai meccanismi focali della sismicità minore (BRESSAN *et alii*, 1998; 2003). Ciò è dovuto alla forma a cuneo dell'avampaese in sottoscorrimento verso nord sotto il fronte sudalpino orientale e svincolato a est dal sistema trascorrente destro di Idrija (Fig. 2).

Le faglie cieche nella pianura, così come, in generale, tutte le caratteristiche geologiche, strutturali ed evolutive delle unità che formano il sottosuolo della pianura fino alla base della Dolomia Principale ("*unconformity* carnica"), sono state individuate e ricostruite per mezzo dell'analisi e dell'interpretazione delle numerose sezioni sismiche a riflessione qui realizzate dall'AGIP e da altre Compagnie italiane e straniere. Mancando sondaggi profondi per ricerche petrolifere nell'area del Foglio, la loro taratura è stata realizzata con i *log* di quelli terebrati nelle aree limitrofe (Gemona 1, Lavariano 1, Cargnacco 1, Buttrio 1, San Pietro al Natisono 1 (o SPAN), San Stino 1, Cesarolo 1, Cavanella 1). Sono stati inoltre utilizzati sondaggi geognostici più superficiali (sondaggi CARG-FVG e O.G.S.), nonché alcuni pozzi profondi per acqua dopo accurato esame critico.

Tale insieme di dati ha permesso di costruire un'immagine 3D del fronte e dell'avampaese sufficientemente dettagliata e quindi tale da definirne o precisarne meglio l'architettura, in particolare chiarendo i rapporti fra i vari sistemi di sovrascorrimenti ciechi e il collegamento attraverso la pianura con i tratti di questi in affioramento.

1. - UNITÀ TETTONICHE

Sulla base delle caratteristiche geometriche e cinematiche delle strutture sono state definite nell'area tre unità tettoniche, ciascuna delle quali manifesta un comportamento sostanzialmente omogeneo al suo interno (Fig. 63).

L'*unità tettonica di Sequals* (n. 5) comprende i sovrascorrimenti in crescita del fronte più esterno (strutture da 1 a 6 in Fig. 67): si tratta di accavallamenti pellicolari con direzione ENE-WSW e trasporto tettonico mediamente verso SSE, che si sviluppano in buona parte in terreni miocenico-quadernari. Alle strutture in oggetto va aggiunto il piccolo accavallamento SW-vergente sul M. di Ragogna (12 in Fig. 67). Anche se è probabile che alcuni sovrascorrimenti abbiano iniziato a formarsi durante il Messiniano, la loro evoluzione è essenzialmente pliocenico-quadernaria.

L'*unità del M. Jof* (n. 7) comprende qui il sovrascorrimento omonimo (8 in Fig. 67) e quello di Maniago (7). In essa rientrano alcuni accavallamenti, anch'essi in crescita attualmente, che dislocano profondamente la PCF con ripide rampe. La loro evoluzione è iniziata durante il Miocene superiore.

L'*unità Udine-Medea* (n. 4) è rappresentata in minima parte nell'area del Foglio, in quanto comprende i sistemi di *thrust* nealpini ciechi nel sottosuolo della

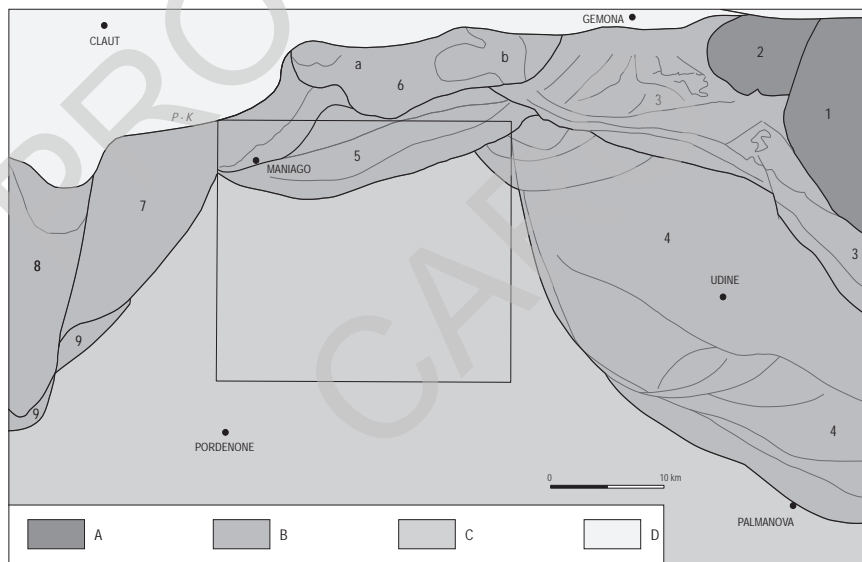


Fig. 63 - Unità tettoniche del settore sud-orientale della catena Sudalpina orientale a sud dell'allineamento sovrascorrimento Periadriatico - s. Gemona-Kobarid (P-K). Legenda: A: unità a prevalente strutturazione dinarica paleogenica; B: unità a prevalente od esclusiva strutturazione nealpina; C: avampasse pliocenico-quadernario; D: settore con unità non distinte. Unità tettoniche: 1) di Cividale del Friuli; 2) della Bernadia; 3) Buia-Tricesimo; 4) Udine-Medea; 5) di Sequals; 6) di Pielungo (a: sottunità del M. Ciaurlec; b: sotto-unità dell'Arzino); 7) del M. Jof; 8) Cansiglio-Cavallo; 9) di Càneva.

pianura friulana centrale (ZANFERRARI *et alii*, 2008a). Le loro geometrie e la cinematica sono in varia misura condizionate dalle eredità strutturali dinariche. Qui compaiono solo tratti delle rampe oblique di tre accavallamenti (9, 10 e 11) ad andamento molto arcuato, che si radicano nel sovrascorrimento Susans-Tricesimo. La loro evoluzione è in massima parte - se non del tutto - pliocenico-quadernaria.

2. - STRUTTURE TETTONICHE

Di seguito sono descritte le caratteristiche geometriche e cinematiche generali e successivamente quelle delle principali strutture tettoniche definite e cartografate nel Foglio (Fig. 67).

2.1. - CARATTERISTICHE GENERALI

Le strutture disgiuntive e plicative qui presenti si sono originate nel Miocene superiore o successivamente e sono in piena evoluzione. Ne consegue una rilevante mobilità superficiale sia in corrispondenza di faglie che di pieghe, che ha avuto anche varie espressioni cosismiche in concomitanza con la sequenza iniziata il 6 maggio 1976. In varie sezioni delle Note, oltre che in questa, sono citate le più significative evidenze di deformazioni quaternarie, spesso vincolate da determinazioni d'età isotopiche e OSL.



Fig. 64 - Conglomerati del MON_3 cataclastici, “sgranati” e fratturati lungo il thrust di Pinzano.

Un'altra conseguenza (che ha anche evidenti risvolti tecnico-ambientali) è la grande diffusione di fasce di rocce cataclastiche, sempre disgregate in quanto la velocità di deformazione supera quella di cementazione ad opera di acque di infiltrazione. Inoltre, l'elevata permeabilità secondaria accelera i processi di dissoluzione nei calcari, ivi compresi i clasti dei conglomerati del Miocene superiore, che appaiono spesso arenitizzati o svuotati, e i cementi delle litofacies psefitico-psammitiche. In generale, si verifica una sorta di sgranatura degli elementi di tali litofacies (Fig. 64), che diventano sabbie o ghiaie debolmente cementate contenenti nuclei ("pod") metrici meno disgregati.

Lo spessore delle zone cataclastiche è massimo nei calcari dell'anticlinale di rampa frontale M. Jouf-M. San Lorenzo (fino ad alcune centinaia di metri sul fianco rovescio e in corrispondenza della zona di cerniera) e nel *conglomerato del Montello* lungo i sovrascorrimenti del M. Jouf e Arba-Ragogna (da pluridecametrico a ettometrico).

Sono relativamente comuni lungo le faglie maggiori, con spessori di solito decimetrico-metrici, le fasce di cataclasiti foliate, sviluppate sia nei carbonati che nelle rocce terrigene (Figg. 68 e 69).

La geometria dei *thrust* più esterni (Unità di Sequals) è caratterizzata da forte inclinazione nel tratto superficiale, localmente fino a subverticale. Le faglie diventano a medio-basso angolo tra 1-3 km di profondità, in quanto tendono ad andare in *flat* nella *marna di Tarzo* (scollandosi al tetto del "Gruppo di Cavanella") e nel *flysch di Clauzetto* (scollamenti al tetto della PCF). Zone di scollamento minori, interne alle unità sovrascorse, sono molto comuni e sfruttano i tanti orizzonti meno competenti delle unità cenozoiche e i livelli argillitici dei cicli peritidali del Calcare del Cellina. L'andamento può essere a gradini (*ramp-flat*), come è stato osservato per il sovrascorrimento di Travesio sia in affioramento che nelle linee sismiche.

In pianta le *tip line* dei sovrascorrimenti descrivono un andamento arcuato (Fig. 63), ma con rampe oblique meno pronunciate rispetto a quelle che caratterizzano il contiguo settore del Foglio "Udine". Anche qui si sviluppano locali transpressioni nelle zone di interferenza e di sovrapposizione tra rampe.

Una caratteristica fondamentale del sistema di accavallamenti dell'Unità tettonica di Sequals è la presenza di faglie fuori-sequenza. Si tratta in vari casi di faglie inverse che si originano nella zona di cerniera di anticlinali frontali (es.: l'anticlinale del sovrascorrimento Arba-Ragogna, sezione F-F'); in altri casi si tratta di accavallamenti a basso angolo (20-30°) che tagliano le strutture plicative e disgiuntive regionali con rigetti, per quanto è stato possibile osservare, di ordine decametrico-ettometrico. A causa della bassa inclinazione delle superfici di tali faglie e della morfologia poco scolpita dell'area collinare, le strutture fuori-sequenza non si riescono a seguire che per breve tratto: risulta pertanto impossibile definirne con precisione gli effetti complessivi a scala regionale.

Le pieghe frontali mostrano una marcata depressione assiale fra i due estremi dell'area: l'immersione è mediamente sui 20-30° verso NE, all'incirca fino al

Torrente Meduna, nel settore NW (anticlinale e sovrascorrimento del M. Jouf e pieghe fra questo e il sovrascorrimento di Maniago); è invece di circa 15-20° verso WSW nel settore NE (Sequals-Castelnovo-Ragogna).

Per quanto riguarda i sistemi plicativi, lo stile deformativo è caratterizzato da fortissima disarmonia, da flusso cataclastico in cerniera e scorrimento e laminazione sui fianchi, con pieghe di ogni forma e assetto. Nelle litofacies meno competenti per la litologia e per la sottile stratificazione (tipico il *flysch di Clauzetto*) non sono infrequenti alla scala dell'affioramento le pieghe di tipo simile con angoli tra i fianchi sui 20-10° o addirittura isoclinali (Fig. 65).

I rapporti di sovrapposizione degli indicatori cinematici misurati sulle superfici di faglia mostrano la tendenza alla rotazione della direzione di contrazione dal Miocene superiore (attorno a N135°) al Quaternario (fino a N 180-190°: Fig. 66 e “Schema tettonico” nel Foglio).

2.2. - CARATTERISTICHE GEOMETRICHE E CINEMATICA DELLE STRUTTURE

Di seguito sono descritte le caratteristiche geometriche e cinematiche delle maggiori strutture tettoniche definite e cartografate nel Foglio (Fig. 67).



Fig. 65 - Pieghe policicliche da serrate a quasi isoclinali nelle torbiditi sottili del flysch di Clauzetto nell'unità di tetto del sovrascorrimento del M. Jouf (strada per la cava del M. S. Lorenzo).

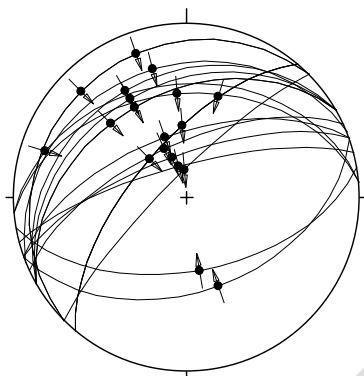


Fig. 66 - Proiezione stereografica (reticolo di Wulff, emisfero inferiore) dei vettori di movimento misurati sulle superfici dei sovrascorrimenti del fronte nealpino nell'area del Foglio "Maniago".

2.2.1.- Sovrascorrimento Arba-Ragogna (1)

Nel Foglio "Maniago" è sempre una struttura cieca, mentre affiora per alcuni km all'estremità orientale (fogli "Udine" e "Gemona del Friuli"), dove risulta essere tagliato dal sovrascorrimento Susans-Tricesimo. Si tratta di un sovrascorrimento SSE-vergente, a direzione media ENE-WSW, che mostra un rigetto verticale attorno ai 250 m della base dei depositi quaternari (cfr. sezione E-E'). Dall'interpretazione della sismica industriale il sovrascorrimento sembrerebbe tagliare anche i carbonati della Piattaforma Carbonatica Friulana (PCF).

Nella zona di Ragogna (sezione F-F'; Fig. 37) la faglia e l'anticlinale di rampa frontale in crescita fra il Messiniano e l'Attuale evidenziano rispettivamente una serie di rigetti decrescenti e di discordanze angolari dal conglomerato del Montello ai depositi del subsistema di Canodusso, da cui si ricava una velocità media di sollevamento di circa 0,18 mm/a per l'intervallo LGM-Attuale (PAIERO & MONEGATO, 2003; GALADINI *et alii*, 2005).

Altre deformazioni superficiali si osservano in corrispondenza della *tip line* della faglia o sull'unità di tetto lungo la faglia stessa, quali ghiaie tiltate di 10° verso nord in contropendenza e microfaglie in sabbie addensate nel Torrente Gercia (*sistema di Borgo di Mezzo*, Pleistocene ?inf.) e una scarpata di circa 2 m di altezza per oltre 2 km nella pianura tra Lestans e Valeriano (evidenziata con DTM).

2.2.2. - Sovrascorrimento di Pinzano (2 + 2a)

È una struttura minore SSE-vergente e a direzione media ENE-WSW; ad ovest è cieca fino alla valle del Torrente Cosa, da qui fino al Tagliamento accavalla in affioramento il MON₂ sul MON₃ o quest'ultimo su se stesso. Nel Rugo di Valeriano il MON₂ sormonta i depositi alluvionali UIN_b. Nelle linee sismiche

industriali mostra un rigetto verticale attorno a 150 m del *top* del “Gruppo di Cavanella” (= *top* della *formazione del M. Baldo*). La ripida rampa frontale (fino a 70-80° in affioramento) si attenua piuttosto rapidamente, facendo ipotizzare un passaggio in *flat* al tetto della PCF.

Nelle colline di Castelnuovo (2a) l'unità sovrascorsa mostra le formazioni (MON₂, MON₁ e VVE) a forte inclinazione fino a verticali (sezione G-G'), ripetute e separate da faglie, con enorme diffusione delle cataclasiti. In questa complessa e mal decifrabile struttura, è possibile che il nucleo di MON₂ rappresenti una sottile finestra tettonica, strizzata da compressioni successive alla messa in posto dell'unità di tetto del sovrascorrimento di Sequals.

2.2.3. - Sovrascorrimento di San Zenone (3)

Può essere considerato una lunga scaglia tettonica che si radica nel sovrascorrimento di Pinzano e fa emergere dalla pianura il colle di San Zenone, formato

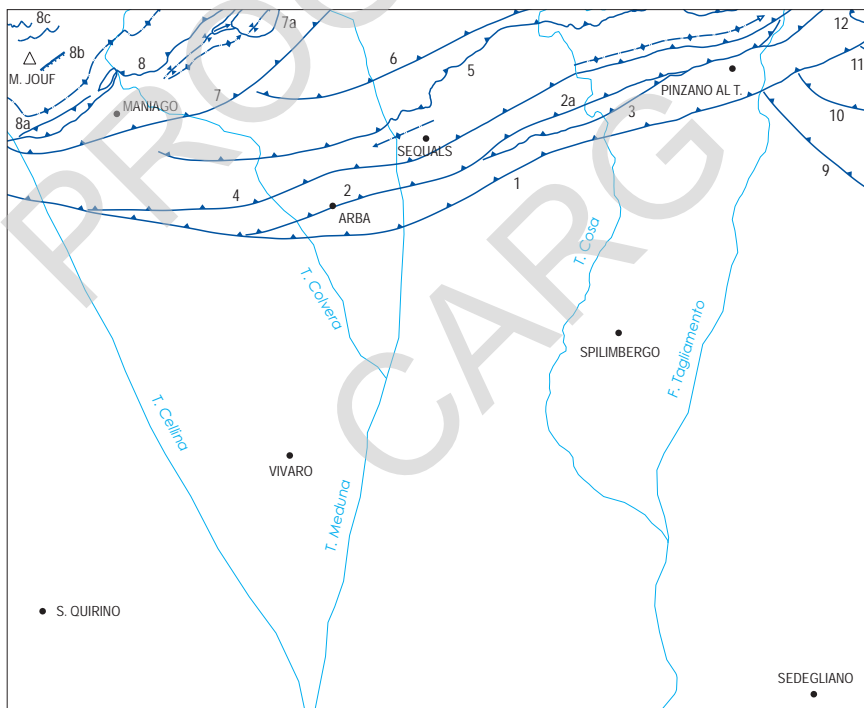


Fig. 67 - Schema tettonico del Foglio 065 “Maniago”. I numeri indicano le strutture descritte nel testo.

dai conglomerati del MON_3 . All'estremità orientale del colle essi descrivono una stretta anticlinale di rampa frontale con il fianco meridionale verticale.

Nella zona di Valeriano (v. Fig. 43), dove il sovrascorrimento si riunisce a quello di Pinzano, sono presenti depositi alluvionali inclinati di circa 30° verso nord in contropendenza (BTN, Pleistocene medio-sup.: datazione OSL a 144.000 anni BP) e almeno cinque livelli di sismiti (Fig. 46) nei depositi lacustri dell'*unità di Valeriano* (UVA_{e2}) datati con il metodo OSL a 178.000 anni BP.

2.2.4. - Sovrascorrimento di *Sequals* (4)

È una struttura di importanza regionale, con geometrie e rigetti dell'ordine di quelli dell'Arba-Ragogna (sezione E-E'). A occidente si unisce al sovrascorrimento Arba-Ragogna, ad oriente viene tagliato e sovrascorso da quello Susans-Tricesimo (area del Foglio "Gemona del Friuli"). L'andamento è WSW-ENE con vergenza a SSE; essa è cieca per quasi tutta la sua lunghezza, venendo in affioramento solo nelle colline di Castelnovo. Qui la sua terminazione in superficie ha un'inclinazione fortissima (80° o verticale), con una zona di faglia ampia da molte decine a oltre un centinaio di metri, formata da rocce terrigene "sgranate" e con livelli di cataclasiti foliate in prossimità della superficie principale di movimento (Fig. 68).

Da SW a NE l'anticlinale di rampa frontale è caratterizzata da un sensibile innalzamento assiale e da un elevato incremento della deformazione. Nel giro di 5-6 km si passa da un'anticlinale molto aperta e debolmente asimmetrica nei



Fig. 68 - Cataclasiti foliate in sabbie con livelletti pelitici e di lignite (MON_2) al letto del sovrascorrimento di *Sequals* (rio a SW di Campeis).

livelli inferiori del MON₃ (zona di Sequals) a un'anticlinale serrata con il fianco meridionale subverticale nella *marna di Tarzo* e possibile appilamento di alcuni duplex (ora in buona parte erosi) in arenaria di Vittorio Veneto e nei membri del *conglomerato del Montello* (sezione G-G').

2.2.5. - *Sovrascorrimento di Travesio* (5)

La faglia rappresenta un fuori-sequenza che si è staccato sull'anticlinale di rampa frontale dell'unità di tetto del sovrascorrimento di Sequals. Ha un andamento WSW-ENE e, almeno in affioramento, una traiettoria a gradini, alternando tratti ad alto angolo (60-70°) ad altri a basso angolo (20-30°). In quest'ultimo caso, nel settore centro-occidentale dei colli di Sequals la superficie del *thrust* si drappeggia sull'unità di letto e presenta indicatori cinematici sovrapposti che indicano una rotazione oraria del senso di trasporto, da N135° a N200° (cfr. Fig. 66).

2.2.6. - *Sovrascorrimento di Solimbergo* (6)

Esso ha direzione circa WSW-ENE e, nell'area del Foglio, è sempre cieco; tuttavia, nella piana a monte dei colli di Sequals, formata dai depositi del *subsistema di Sequals* del Pleistocene sup. (datazione ¹⁴C: 19.000 anni BP) è presente una lunga scarpata in corrispondenza della *tip line*, evidenziata mediante DTM. Poco più ad ovest, nella scarpata sinistra del Torrente Meduna esso fa affiorare ghiaie debolmente cementate, basculate in contropendenza di circa 10° verso NNW (*depositi ghiaiosi di Mesinis*, Pleistocene ?medio: Fig. 7). La superficie di accavallamento diventa affiorante, sempre ad alto angolo, subito a nord dell'area del Foglio fra Paludea e Manazzos. Essa è accompagnata da imponenti deformazioni, che producono, in particolare, la quasi completa laminazione del MON₂ e zone cataclastiche di un paio di centinaia di metri nel MON₃. Esso si collega ad occidente al sovrascorrimento di Maniago, mentre ad oriente viene tagliato e sovrascorso da quello Susans-Tricesimo. Dalla sismica industriale non è possibile ricavare informazioni sulla geometria del *thrust* in profondità.

2.2.7. - *Sovrascorrimento di Maniago* (7 + 7a)

In questo settore esso rappresenta un tratto del limite fra l'unità tettonica di Sequals e quella del M. Jouf (Fig. 63) e appartiene al sistema di accavallamenti a direzione NE-SW e SE-vergenti, in evoluzione già nel Miocene superiore e poi piegati e parzialmente sovrascorsi dal sovrascorrimento neoalpino del Monte Ciaurléc. Esso è sempre cieco e la sua ripida rampa superficiale è desunta in parte

da alcune linee sismiche industriali, in parte ipotizzata dalle geometrie delle rocce affioranti al tetto. Queste vanno dalla *scaglia rossa friulana* al *conglomerato del Montello*, più una potente scaglia tettonica di *calcare del M. Cavallo* in destra idrografica del Torrente Còlvera a Maniago. Tali unità affiorano ampiamente nell'area tra Cavasso Nuovo e Fratta e poi da qui fino a Maniago Libero in scaglie tettoniche lunghe anche molte centinaia di metri e di spessore dell'ordine delle decine fino a poco più di un centinaio di metri, al letto del sovrascorrimento del M. Jouf.

Nella zona Cavasso-Fratta (7a) le rocce sono piegate a formare una sinclinale e un'anticlinale (sezioni C-C' e D-D') asimmetriche SE-vergenti, che diventano sempre più strizzate via via che l'immersione assiale verso NE conserva in affioramento unità sempre più recenti. In particolare, la sinclinale viene strizzata in profondità al punto che il nucleo, in FMB più MTR, viene espulso e sovrascorre verso SE sull'anticlinale rovesciata (sezione C-C'). La brecciatura e la clastesi anche minuta delle rocce sono diffuse ovunque, accompagnando le numerose pieghe minori (da metriche a pluridecamentriche) che aiutano il piegamento disarmonico delle rocce.

Sulle faglie interne all'unità sovrascorsa si osservano indicatori di un trasporto principale verso SE sui quali si sovrappongono altri, di regola più deboli, mediamente verso SSE.

2.2.8. - Sovrascorrimento del M. Jouf (8 + 8a, 8b, 8c)

È la struttura disgiuntiva regionale più interna, più antica (Miocene superiore-Attuale) e con maggior rigetto presente nell'area del Foglio. Essa accavalla i calcari della PCF dell'anticlinale di rampa frontale M. Jouf-M. San Lorenzo, che



Fig. 69 - *Cataclasiti foliate polideformate di peliti contenenti brandelli di areniti laminate; flysch di Clauzetto nel letto del Torrente Còlvera, Maniago (1981).*

conservano parte dell'originaria copertura di *scaglia rossa friulana* e *flysch di Clauzetto* (sezione A-A'), su una zona a scaglie tettoniche (a SW del Torrente Còlvera) oppure a pieghe strizzate e a scaglie (a NE del Torrente Còlvera). Tale zona è formata da unità che vanno dal *calcare del M. Cavallo* al *conglomerato del Montello* (sezione B-B'). L'asse dell'anticlinale M. Jouf-M. San Lorenzo è ondulato ed immerge a NE con un'inclinazione fra i 10 e i 30°.

Il *flysch di Clauzetto* sul fianco meridionale dell'anticlinale, fino alla faglia, è intensamente piegato dalla scala metrica all'ettometrica, anche in pieghe isoclinali di tipo simile per flusso cataclastico in cerniera e laminazione sui fianchi (Fig. 65).

Lo spessore delle cataclasiti fini nei carbonati, e delle cataclasiti foliate nelle litofacies terrigene al tetto e al letto della faglia è dell'ordine delle decine di metri. In particolare, una zona di intensa polideformazione (Fig. 69) è situata a valle della forra del Còlvera, dove si registra una brusca torsione delle strutture da NE-SW ad E-W, per poi tornare a NE-SW già all'altezza di Russoledo.

L'anticlinale nei calcari è coricata verso SE (sezioni A-A' e B-B'), con le rocce del fianco rovescio in gran parte da brecciate a minutamente cataclastiche e solo parzialmente più o meno ricementate. In questa fascia (8a), oltre a numerose zone minori di faglia SE-vergenti, sono presenti un retroscorrimento (sezione B-B') ed alcune faglie inverse con rigetti decimetrico-metrici nel *conglomerato di Maniago Libero* (SF₁), che risulta anche inclinato di circa 30° verso SW. Altre faglie con rigetto metrico interessano brecce di versante situate immediatamente a monte di Maniago.



Fig 70 - Pieghe da molto serrate a isoclinali in calcare del M. Cavallo completamente cataclastico nella zona di cerniera dell'anticlinale di rampa frontale del sovrascorrimento del M. Jouf; sommità del fronte della cava Fous di Maniago (inverno 1982).

Il nucleo anticlinalico affiorante è particolarmente disarmonico e strizzato, con pieghe quasi isoclinali (Fig. 70) e frequente rottura in cerniera. Ne risulta un'altra ampia fascia di cataclasiti che corre tra i 600 e i 500 m circa di quota sul versante meridionale del M. Jouf. Il medesimo versante, verso q. 950, è interessato da una faglia diretta (8b), il cui rigetto non dovrebbe superare la cinquantina di m (sezione B-B'), al letto della quale una placca di breccie di versante forma una piega di trascinamento con il fianco appoggiato alla faglia inclinato di oltre 60°.

Il fianco diritto dell'anticlinale è ripetutamente dislocato da faglie inverse a medio angolo e con rigetto presumibilmente modesto (8c in Fig. 67), che corrono almeno in parte in *flat* (sezione B-B').

Infine, a riprova della vivace evoluzione tettonica in atto dell'anticlinale del M. Jouf e della faglia che la supporta, vanno segnalate le microfaglie (Fig. 71) e la piega anticlinale molto aperta (Fig. 44) nei depositi lacustri olocenici poggianti sui calcari presso il Ponte delle Pignatte (imbocco settentrionale della forra del T. Còlvera).



Fig. 71 - Depositi lacustri sul letto del Torrente Còlvera presso il Ponte delle Pignatte (BTR_{e2} ; età 9.090 ± 90 anni ^{14}C BP) con microfaglie, poggianti sul calcare del M. Cavallo del fianco settentrionale dell'anticlinale del M. Jouf.

2.2.9. - Sovrascorrimento di San Daniele del Friuli (9)

È un sovrascorrimento cieco a medio angolo che si sviluppa in gran parte nell'area del Foglio "Udine" (ZANFERRARI *et alii*, 2008a); esso si radica al sistema Susans-Tricesimo e si scolla entro la *marna di Tarzo*, che risulta anche ulterior-

mente scagliata. La faglia sovrascorre inoltre un grosso *duplex* intercettato dal pozzo Gemona 1, che a sua volta si muove su una superficie, che in sismica non è ben definibile, nelle unità del Miocene superiore (forse in *flat* tra l'*arenaria di Vittorio Veneto* e la base del *conglomerato del Montello*).

All'interno della successione pliocenico-quadernaria anche la faglia di S. Daniele ha un'immagine sismica poco evidente e potrebbe acquisire una geometria in *flat*. L'andamento della faglia è stato determinato su varie sezioni sismiche a riflessione e si estende da Pinzano al Tagliamento fino a Vendoglio con un andamento planimetrico arcuato.

2.2.10. - *Sovrascorrimento di Majano* (10)

Si tratta di una faglia cieca a basso-medio angolo con vergenza meridionale ed andamento arcuato in pianta: si chiude lateralmente ad occidente nei pressi di Ragogna al di sotto del sovrascorrimento Arba-Ragogna (sezione F-F') e ad oriente nella zona di Colloredo di M. A. al di sotto del thrust Susans-Tricesimo.

In profondità taglia e rigetta le successioni tortoniano-messiniana e plio-quadernaria, formando una blanda anticlinale di rampa frontale. In superficie la culminazione assiale della piega porta in affioramento conglomerati del *supersintema del Friuli* (SF_{XI}) presso il Lago di Ragogna.

2.2.11. - *Sovrascorrimento di S. Tomaso* (11)

Affiora in minima parte nell'area del Foglio e rappresenta una scaglia frontale del sovrascorrimento Susans-Tricesimo. Esso sovrappone i termini più recenti del *conglomerato del Montello* alle sequenze plio-quadernarie del *supersintema del Friuli*. Il posizionamento della sua *tip line* deriva da indagini di sismica a rifrazione eseguita nei dintorni di S. Tomaso e Comerzo, che evidenzia un salto nel substrato sismico sub-superficiale di circa 15-20 m. Dall'interpretazione delle sezioni sismiche industriali la traccia della *tip line* ha un andamento arcuato.

2.2.12. - *Accavallamento del Forte del M. di Ragogna* (12)

Sulla sommità orientale del monte è stato cartografato nei conglomerati del MON₃ un piccolo accavallamento SW-vergente ad inclinazione medio-alta, accompagnato da una blanda anticlinale di rampa. Esso ritaglia l'anticlinale di rampa frontale dell'Arba-Ragogna, in cui è scolpito il monte stesso, quasi perpendicolarmente all'asse della piega. La faglia si radica nella rampa obliqua del sovrascorrimento Susans-Tricesimo, e si ipotizza possa essere legato a transpressione lungo quest'ultima, che sovrascorre l'unità di tetto dell'Arba-Ragogna.

IX - SISMICITÀ

(M. E. Poli)

La regione friulana rappresenta il settore sismicamente più attivo in tutta l'Italia settentrionale. La sua sismicità è legata all'evoluzione della catena Sudalpina orientale, il cui fronte migra verso meridione incorporando settori sempre più esterni dell'avampaese, rappresentato dalla quasi totalità della pianura veneto-friulana (Fig. 2). Di conseguenza la sismicità è distribuita prevalentemente lungo la fascia prealpina carnico-giulia e decresce in modo vistoso sia nell'avampaese che approssimandosi alla zona di catena interna.

Un rilevante contributo alla pericolosità sismica del Friuli deriva inoltre dall'evoluzione di strutture sismogeniche delle aree limitrofe, quali la Slovenia occidentale (sistema di Idrija) e il Veneto orientale (sovrascorrimento del Cansiglio).

Secondo la recente zonazione sismotettonica proposta dal Gruppo di Lavoro dell'INGV (MELETTI & VALENSISE, 2004) l'area collinare presente nella porzione settentrionale del Foglio ricade all'interno della zona sismogenica 905, che nel suo complesso comprende tutta la fascia prealpina veneta orientale e friulana dalla faglia Schio-Vicenza fino al settore confinario italo-sloveno.

Questa zona sostanzialmente ricalca quelle corrispondenti della più datata zonazione ZS4 (SCANDONE & STUCCHI, 2000), della quale sono abolite le "zone di svincolo o di trasferimento". In conclusione, la zona 905 viene ad essere caratterizzata da un sistema continuo di sovrascorrimenti e al suo interno la distinzione delle varie zone proposte è unicamente suggerita dalla distribuzione della sismicità.

1. - SISMICITÀ STORICA E STRUMENTALE

Per quanto riguarda la sismicità storica (BARBANO, 1993; BOSCHI *et alii*, 1995; BOSCHI *et alii*, 1997; DOM 4.1 di MONACHESI & STUCCHI, 1998; NT4.1 di CAMASSI & STUCCHI, 1998), la zona prealpina carnica orientale è stata sede di terremoti storici anche di discreta intensità (Fig. 72).

Il 10 luglio 1776 un forte terremoto (Imax VIII-IX) colpì le Prealpi Carniche meridionali arrecando gravi danni nelle località di Tramonti, Andreis e Barcis e a tutta l'area circostante, con collassi generalizzati degli edifici ed alcune vittime.

Il 7 giugno 1794 ebbe inizio una sequenza sismica (Imax IX) che interessò l'alta valle del Torrente Meduna (Prealpi Carniche). I danni maggiori si ebbero a Tramonti di Mezzo, dove la maggior parte delle case crollarono. La scossa ebbe forti risentimenti anche lungo la media valle del Tagliamento (Tolmezzo, Alesso, Cavazzo Carnico) e fu avvertita distintamente anche nel basso Veneto (Vicenza, Padova, Verona) e in territorio austriaco.

Il 25 ottobre 1812 un terremoto di Imax VIII colpì la zona prealpina carnica fino al confine con il Veneto (Aviano e Polcenigo, Imax = VII-VIII), generando un'ampia area di risentimento e gravi danni, in particolare, a Cavasso Nuovo.

Importanti risentimenti in tutta l'area prealpina carnica sono inoltre da segnalare in occasione dei terremoti del 29 giugno 1873 (terremoto del Bellunese, Imax IX-X) e del 18 ottobre 1936 (terremoto di Alpagò-Cansiglio, Imax IX).

Modesto invece il risentimento subito in seguito al terremoto del 27 marzo 1928 (terremoto di Tolmezzo, IX MCS): VI MCS a Spilimbergo e V-VI MCS a Maniago.

Il terremoto del 6 maggio 1976 (Imax X e MI 6.4) colpì duramente le località presenti nell'area del Foglio, anche se in modo meno violento rispetto a quelle della zona friulana centrale. L'area più colpita fu quella pedemontana (Maniago, Sequals, Fanna, Cavasso Nuovo: VIII MCS), dove la scossa del 6 maggio causò gravi danni al patrimonio edilizio abitativo (fra il 15% e il 30% delle case di più antica costruzione furono distrutte o rese inagibili) e a quello storico.

In pianura subirono gravi danni Spilimbergo (VIII MCS), Arba (VII MCS) e S. Giorgio della Richinvelda (VI-VII MCS), mentre a Vivaro (V MCS) il risentimento fu modesto. In particolare a Spilimbergo i danni causati dal terremoto del maggio 1976 furono aggravati dall'evento del 17 giugno 1976 (MI=4.4, profondità 7,5 km: Fig. 74).

2. - LA RETE SISMOMETRICA DEL FVG E LA SISMICITÀ RECENTE

Il 6 maggio 1977, ad un anno esatto dal terremoto del 1976, fu inaugurata la Rete Sismometrica del FVG (RSFVG), attualmente gestita dal Centro di Ricerche

Sismologiche di Udine (CRS-INOGS: <http://www.crs.inogs.it>). Progressivamente ampliata e potenziata nel tempo, è composta da 15 stazioni ubicate prevalentemente nell'area montana e pedemontana del Friuli, cui si affiancano le stazioni della Rete Sismometrica del Veneto.

La necessità di un rapido scambio di informazioni sismologiche fra diverse istituzioni che operano in un'area sismicamente attiva, ha reso poi necessaria la cooperazione fra i principali enti preposti alla vigilanza sismica nei territori sloveno, austriaco e italiano. Tale progetto si è finalizzato nella creazione della rete sismologica transfrontaliera delle Alpi orientali.

Nell'intervallo di tempo compreso fra il 1977 e il 2003 (Fig. 73) la sismicità registrata dalla Rete Sismometrica del FVG non mostra eventi significativi nell'area del Foglio "Maniago". Da segnalare solo la sequenza iniziata il 23 marzo 2005, caratterizzata da eventi di bassa magnitudo ($M_{max}=3,3$), con meccanismi focali inversi e transpressivi e profondità attorno ai 10 km (Fig. 74).



Fig. 72 - Localizzazione epicentrale dei terremoti storici avvenuti fra il Veneto orientale e la Slovenia occidentale, tratti dal Catalogo NT4.1 (CAMASSI & STUCCHI, 1998). I cerchi pieni rappresentano i terremoti con $I_0 \geq 9$.

Merita attenzione, nella zona posta subito a NW del Foglio “Maniago”, la persistente attività sismica che caratterizza l’area di Claut, della quale vanno ricordate le tre sequenze del 1996, caratterizzate da eventi principali di tipo inverso con leggera componente transpressiva, seguiti da sequenze in cui prevalgono eventi distensivi e transtensivi (BERNARDIS *et alii*, 1996). Gli eventi sono avvenuti rispettivamente il 27 gennaio ($M_I = 4,0$, profondità ipocentrale: 8,9 km), il 27 febbraio ($M_I = 3,6$, profondità ipocentrale: 8,6 km) e il 13 aprile ($M_I = 4,3$; profondità ipocentrale: 9,7 km); essi furono i primi terremoti a recare danni, sia pure modesti, nell’area friulana dopo gli eventi del 1976 (BERNARDIS *et alii*, 1997).

3. - STRUTTURE SISMOGENICHE

Per quanto riguarda le sorgenti sismogeniche ricadenti nel Foglio, il sovrascorrimento Arba-Ragogna (n. 1 in Fig. 67) è stato considerato da GALADINI *et*

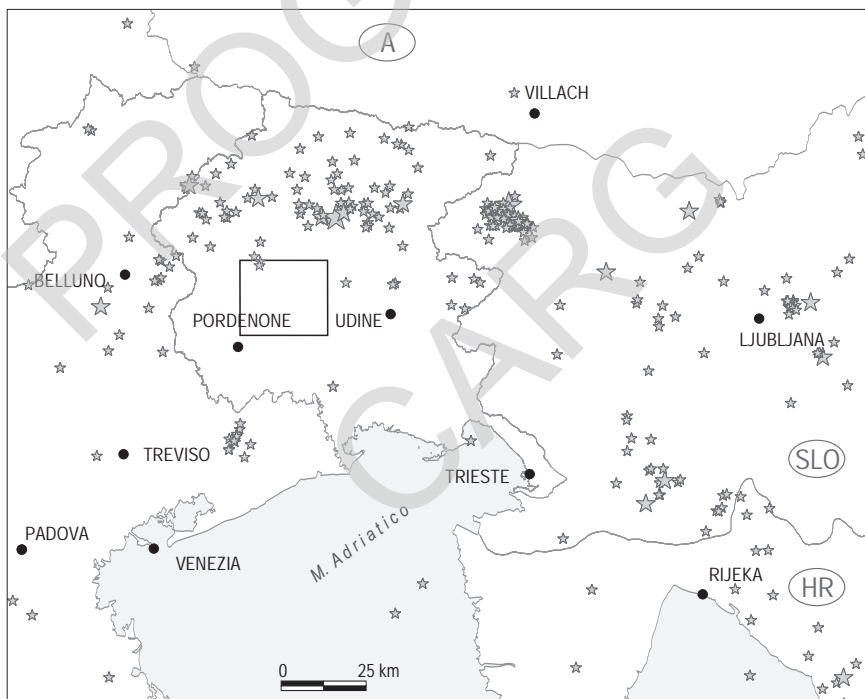


Fig. 73 - Epicentri dei terremoti con magnitudo locale uguale o superiore a 3 registrati dalla Rete Sismometrica del Friuli-Venezia Giulia nell’area compresa fra il Veneto orientale e la Slovenia occidentale nell’intervallo 1977-2003. La grandezza delle stelle è proporzionale alla magnitudo.

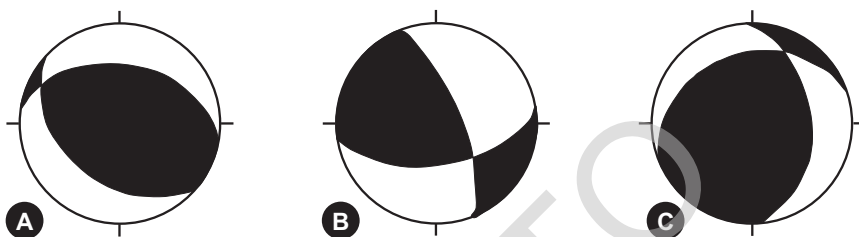


Fig. 74 - Meccanismi focali dei terremoti con magnitudo superiore a 3 ed epicentro nell'area del Foglio registrati nel periodo 1976 - 2003. A: Spilimbergo (19.06.1976; $M_l = 4,4$); B: Maniago (17.11.2003; $M_l = 3,0$); C: Maniago (23.03.2005; $M_l = 3,1$).

alii (2005) un'unica estesa sorgente sismogenica silente, in quanto non risultano associabili ad essa con sufficiente attendibilità terremoti storici o strumentali.

Nella revisione di BURRATO *et alii* (2008) tale sorgente viene segmentata e il suo tratto orientale ("sorgente di Sequals") è ancora considerato una sorgente silente. Nella "sorgente di Maniago" (corrispondente alla porzione occidentale del sovrascorrimento omonimo: n. 7 in Fig. 67) BURRATO *et alii* (2008) individuano la struttura sismogenica potenzialmente responsabile del terremoto di Tramonti del 1776.

Strutture sismogeniche in grado di produrre eventi potenzialmente distruttivi ($M \geq 5.5$) sono localizzate anche ai margini dell'area del Foglio. Ricordiamo presso la sua estremità nord-orientale il sovrascorrimento Susans-Tricesimo, al quale comunemente si fa corrispondere la sorgente sismogenica responsabile del terremoto del Friuli del 6.5.1976 (AUDIA *et alii*, 2000; PERUZZA *et alii*, 2002; POLI *et alii*, 2002; GALADINI *et alii*, 2005).

Ad occidente, presso il margine nord-occidentale del Foglio termina il sovrascorrimento Polcenigo-Maniago, che GALADINI *et alii* (2005) considerano la sorgente del terremoto del Consiglio (o di Belluno) del 1873.

Da ricordare, infine, che tutte le sorgenti sismogeniche potenzialmente capaci di dare forti terremoti al di sopra della soglia di $M \geq 5.5$ sono state inserite nella *data base* DISS, reperibile al sito dell'Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia: <http://www.ingv.it/DISS/>.

4. - LA RICLASSIFICAZIONE SISMICA REGIONALE

In base all'Ordinanza del Presidente del Consiglio dei Ministri n. 3274 del 20 marzo 2003, avente per oggetto "Primi elementi in materia di criteri generali per la classificazione sismica del territorio nazionale e normative tecniche per le

costruzioni in zona sismica”, la Giunta Regionale del FVG ha provveduto a formare un elenco dei Comuni riclassificati secondo i nuovi criteri ed ha aggiornato la mappa sismica regionale (sito reperibile alla pagina: http://www.regione.fvg.it/edilizia/allegati/SISMICHE_1_200.jpg).

I comuni situati a ridosso o facenti parte della fascia prealpina (Maniago, Vajont, Fanna, Cavasso Nuovo, Meduno, Arba, Pinzano al Tagliamento, Ragogna, Travesio, Castelnovo del Friuli, Frisanco, Sequals e Forgaria del Friuli), appartengono alla prima classe sismica.

Tutti quelli presenti nel resto dell’area del Foglio sono stati inseriti nella seconda classe sismica.

X - ELEMENTI DI GEOLOGIA TECNICA

1. - ATTIVITÀ ESTRATTIVE (*R. Avigliano*)

I corpi geologici affioranti nell'ambito del Foglio e presenti nell'immediato sottosuolo hanno caratteristiche giacimentologiche poco pregiate e sono stati solo marginalmente oggetto di attività mineraria. Anche le prospezioni per la ricerca di idrocarburi portate avanti da compagnie nazionali e straniere a cavallo tra gli anni '60 e '80 non hanno fornito risultati positivi.

L'unica attività mineraria intrapresa ha riguardato la coltivazione di piccoli giacimenti di lignite alla base del *conglomerato di S. Pietro di Ragogna* nei pressi di tale località. Essi furono sfruttati tra la metà del 1800 e l'inizio del 1900 per la produzione di combustibili per forni di cottura per laterizi ed essiccatoi (FERUGLIO, 1929b).

Più diffusa ed economicamente rilevante è stata ed è tuttora l'attività estrattiva a cielo aperto effettuata sia su rocce mesozoiche e terziarie e sui loro prodotti di alterazione che su depositi quaternari.

Per quanto riguarda la coltivazione di inerti per cementi si ricordano le cave di calcari e marne ricavate nella *scaglia rossa friulana*, nel *flysch di Clauzetto* e nel *calcare del M. Cavallo* lungo le pendici meridionali del M. Jouv (cava Fous presso Maniago) e sul M. San Lorenzo (Fanna); quest'ultima è attualmente attiva e rifornisce il cementificio di Fanna.

Fino agli anni '70 del XX secolo, sui rilievi tra Sequals e Travesio sono state attive cave di sabbie silicee aperte nel MON₂, con valori di SiO₂ superiori al 98% e bassi tenori di argille, che venivano utilizzate come sabbie da fonderia (CARULLI, 1971).

Nell'area collinare di Castelnovo del Friuli sono state aperte numerose piccole cave di argilla che sfruttavano la coltre di alterazione e i prodotti colluviali di unità mioceniche, principalmente la *marna di Tarzo*. Le cave e le fornaci erano a conduzione familiare e sono state attive fino all'inizio del XX secolo; presso Castelnovo esistono testimonianze di attività di produzione di vasellame risalenti all'epoca rinascimentale (AA.VV., 2001).

L'abbondanza, la facilità di coltivazione e le caratteristiche dei depositi ghiaiosi quaternari (ghiaie fluviali-fluvioglaciali, in massima parte calcareo-dolomitiche), nonché la forte domanda di inerti per costruzione che si è venuta a creare a partire dal secondo dopoguerra, fanno di questi materiali la risorsa di gran lunga più sfruttata nell'ambito dell'area del Foglio. Il materiale viene utilizzato come inerte per costruzioni, ma anche come pietra da calce e da cemento. La coltivazione è diffusa su buona parte della porzione di pianura ricadente nel Foglio, soprattutto in prossimità dei corsi d'acqua principali (Torrente Cellina, Torrente Meduna e Fiume Tagliamento). Tale attività attualmente si svolge prevalentemente in cave a fossa presenti sulle superfici stabilizzate dei conoidi pleistocenici e olocenici, mentre in passato essa avveniva anche nei greti attivi dei corsi d'acqua.

2. - IDROGEOLOGIA (*R. Avigliano*)

Nell'ambito del Foglio "Maniago" si assiste al passaggio dai sistemi idrogeologici superficiali e sotterranei dei bacini montani delle Prealpi Carniche a quelli prevalentemente sotterranei dell'alta pianura friulana centro-occidentale (Fig. 75). Dal punto di vista idrogeologico il territorio in questione costituisce una zona molto delicata sia per le sue caratteristiche geologiche ed idrogeologiche e l'alta vulnerabilità sia per il ruolo strategico che riveste in ambito regionale l'acquifero freatico presente nel sottosuolo della pianura.

Le rocce e i depositi che costituiscono i rilievi montani e collinari presenti nell'area del Foglio rientrano in tre categorie principali:

- rocce compatte permeabili per fessurazione e carsismo: vi appartengono il rilievo carbonatico M. Jouv-M. S. Lorenzo, sui versanti del quale sono presenti estese fasce di cataclasi, e i bassi rilievi costituiti dai conglomerati miocenici. Alla base del massiccio carbonatico del M. Jouv vi sono diverse sorgenti importanti, di cui alcune utilizzate per scopi acquedottistici (Busa del Còlvera e Ravedis);
- rocce compatte impermeabili o poco permeabili dei complessi arenaceo-marnosi paleogenici e miocenici; le rocce integre sono scarsamente permeabili e la circolazione idrica sotterranea avviene attraverso le discontinuità presenti nell'ammasso roccioso (giunti di stratificazione, zone di fratturazione, ecc.) mentre il deflusso ipodermico avviene attraverso le porosità dei depositi di copertura e del regolite;

- depositi sciolti disomogenei impermeabili o poco permeabili dei rilievi morenici; la bassa permeabilità dei depositi glaciali favorisce un deflusso delle acque meteoriche prevalentemente superficiale. Per l'eterogeneità dei depositi le precipitazioni efficaci alimentano una falda freatica superficiale e discontinua, il cui andamento è legato alla topografia ed alla complessa distribuzione delle facies sedimentarie all'interno dell'anfiteatro (STEFANINI S. & KOBEC, 1978) e che in alcuni casi va ad alimentare sorgenti temporanee.

La composizione isotopica delle acque termali presenti nel sottosuolo della zona di Lignano e Grado, indica che l'area di ricarica degli acquiferi profondi è rappresentata dai rilievi alpini e prealpini (CALORE *et alii*, 1995). Ciò conferma la presenza di una circolazione di acque nelle rocce del substrato distinta da quella che avviene nella successione (pliocenico)-quaternaria della pianura.

Decisamente più conosciuta e sfruttata è la falda indifferenziata di tipo freatico contenuta nella successione (pliocenico)-quaternaria dell'alta pianura, costituita fondamentalmente dai depositi fluviali e fluvio-glaciali di Cellina, Meduna, Arzino e Tagliamento. La Fig. 76 è una rappresentazione semplificata dell'andamento della superficie freatica della falda tra il Tagliamento e il Livenza.

Il gradiente della superficie piezometrica riflette l'assetto idrogeologico ed idrodinamico dell'acquifero ed è quindi condizionato dalla morfologia dei limiti idrogeologici, dall'organizzazione sedimentaria e dall'andamento dei corpi deposizionali, nonché dalle modalità d'alimentazione della falda. Misure freatimetriche indicano una soggiacenza della falda dal piano campagna molto elevata nella fascia pedemontana (dell'ordine di 200 m dal p.c. a Maniago) che tende progressivamente a diminuire verso sud (60-70 m dal p.c. tra Roveredo, S. Quirino e Vivaro), fino ad annullarsi in corrispondenza della linea delle risorgive (AUTORITÀ DI BACINO DEI FIUMI ISONZO, TAGLIAMENTO, LIVENZA, PIAVE, BRENTA-BACCHIGLIONE, 2002).

La linea delle risorgive o dei fontanili, che cade a ridosso del limite meridionale del Foglio, individua una zona di separazione tra il dominio idrogeologico dell'alta pianura, caratterizzato da un acquifero indifferenziato di tipo freatico, e quello della bassa pianura, con un sistema di falde sovrapposte e in pressione.

2.1. - L'ACQUIFERO DELLA PIANURA

Il limite idrogeologico dell'acquifero della pianura non è chiaramente definito, anche se è presumibilmente rappresentato dai litotipi a scarsa permeabilità presenti nelle formazioni terrigene su cui poggia la successione pliocenico-quaternaria. Il suo andamento, oltre ad essere condizionato da fattori sedimentari, è legato anche all'assetto e all'evoluzione strutturale dell'area.



Fig. 75 - Il Foglio "Maniago" (riquadro in grigio) in uno schema idrogeologico della pianura friulana e del settore alpino adiacente (da CALORE et alii, 1995, modificato).

- 1) rocce metamorfiche a bassa permeabilità (Paleozoico);
- 2) arenarie, siltiti, dolomie, evaporiti e marne localmente permeabili (Triassico);
- 3) formazioni carbonatiche molto permeabili (Mesozoico);
- 4) formazioni terrigene a bassa permeabilità (Eocene-Paleocene);
- 5) depositi continentali in prevalenza ghiaiosi (Quaternario);
- 6) ghiaie, sabbie e argille continentali e marine (Quater-

Il materasso alluvionale pliocenico-quadernario dell'alta pianura è costituito prevalentemente da ghiaie e sabbie in proporzioni variabili tra loro. I depositi sono sciolti nella parte superficiale e risultano cementati in maniera crescente con la profondità. I depositi sciolti sono caratterizzati da una permeabilità per porosità che varia in rapporto alle loro caratteristiche sedimentologiche. In generale la permeabilità media è elevata verso l'apice dei conoidi fluviali e fluvio-glaciali e diminuisce nella parte distale a causa della generale diminuzione della granulometria media dei clasti e dell'aumento percentuale della frazione sabbioso-limosa nel senso del trasporto.

Diversamente, l'abbondanza di limo nella matrice delle ghiaie fluvio-glaciali della pianura pedemorenica, presente nel settore nord-orientale del Foglio, conferisce ai depositi una permeabilità relativamente bassa che causa dei gradienti abbastanza elevati della superficie piezometrica. Gli estesi corpi conglomeratici presenti nella parte basale dell'acquifero sono fessurati e porosi per dissoluzione chimica dei ciottoli e dei cementi; in essi la permeabilità dipende dalla dimensione e dalla continuità dei vuoti in cui è contenuta la fase fluida e le direzioni di flusso possono essere fortemente condizionate dall'andamento delle discontinuità. Nella parte insatura dell'acquifero freatico si riscontrano localmente falde sospese di limitata estensione sostenute da corpi sedimentari o da paleosuoli

caratterizzati da permeabilità ridotta rispetto a quella della successione prevalentemente ghiaiosa che li contiene.

Il limite inferiore del Foglio cade al passaggio tra i domini idrogeologici dell'alta e bassa pianura. Esso avviene in maniera progressiva in quella che viene talora definita "la fascia idrogeologica della media pianura", posta grossomodo a cavallo della zona delle risorgive, ma che non è arealmente ben definita. Dal punto di vista idrogeologico nel sottosuolo della "media pianura" avviene la differenziazione dell'acquifero freatico in un sistema di falde in pressione contenute nei corpi sedimentari ghiaioso-sabbiosi, confinati da depositi a composizione pelitico-sabbiosa. La continuità e lo spessore dei corpi meno permeabili aumentano progressivamente spostandosi verso la bassa pianura, dove si assiste quindi ad una progressiva diminuzione di permeabilità che è traducibile in una progressiva diminuzione della sezione di flusso. Questa condizione non consente la trasmissione dell'intero volume di acqua in entrata che in parte viene a giorno lungo la linea delle risorgive, andando ad alimentare il sistema idrografico superficiale.

La falda freatica dell'alta pianura è prevalentemente alimentata dalle dispersioni dei corsi d'acqua all'uscita dai loro bacini montani; un ruolo secondario, ma comunque importante, è rivestito dalle precipitazioni efficaci e dagli apporti sotterranei provenienti sia dai massicci carsici che bordano la pianura sia dai corpi conglomeratici presenti nella zona pedemontana e nel sottosuolo dell'anfiteatro morenico (AA.VV., 1998).

Dalla comparazione tra l'andamento delle isofreatiche e la composizione geo-chimica delle acque sotterranee, la falda freatica è suddivisa in settori distinti in base a diverse fonti di alimentazione (STEFANINI S., 1972; STEFANINI S., 1978; STEFANINI S. & GIORGETTI, 1996, CUCCHI *et alii*, 1998). Facendo riferimento al lavoro di STEFANINI S. & GIORGETTI (1996) la falda freatica dell'alta pianura friulana è divisa in 8 settori (settori A-G): il Foglio comprende buona parte dei settori B e C e marginalmente i settori A e D (Fig. 76).

Il settore A ricade ad ovest di una dorsale freatica ad andamento meridiano, passante all'incirca per Pordenone. In esso rientra la porzione di falda alimentata prevalentemente da apporti provenienti dal massiccio carbonatico Cansiglio-M. Cavallo.

Nel settore B l'alimentazione dipende prevalentemente dalle dispersioni dei torrenti Cellina e Meduna con il contributo del Còlvera e del Cosa e, probabilmente, di apporti provenienti dai massicci carbonatici del M. Jouv e del M. Ciaurlec. Per mancanza di dati il limite occidentale di questo settore è stato segnato solo verso l'unghia del conoide del Cellina ed è individuato dalla dorsale freatica che lo separa dal settore A. Il limite orientale del settore cade tra i corsi del Meduna e del Tagliamento, segna il passaggio alla zona di alimentazione da parte del Tagliamento ed è stato definito in base ai dati idrochimici della falda.

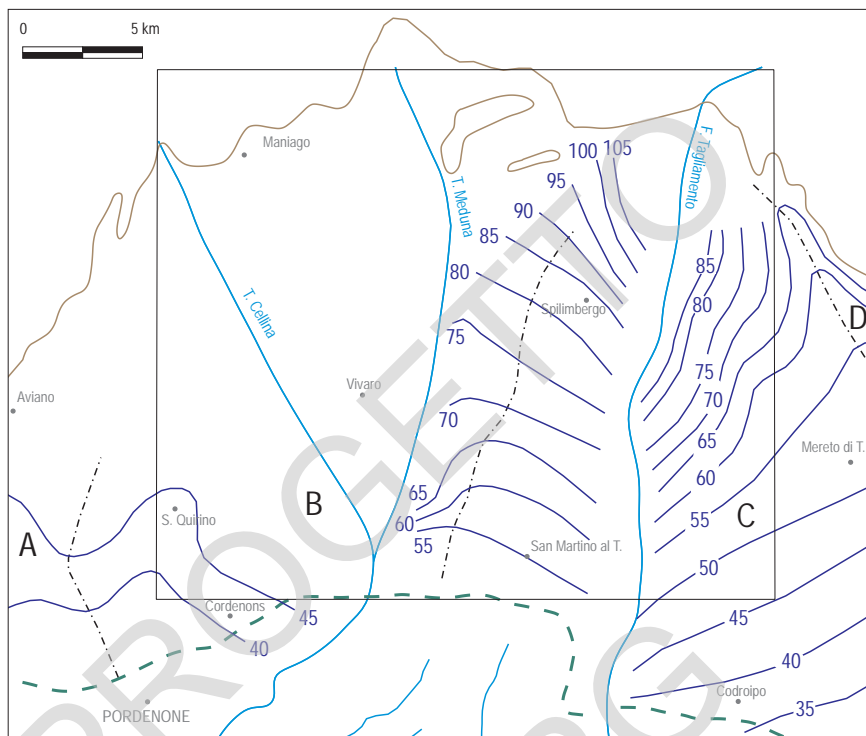


Fig. 76 - Il Foglio "Maniago" collocato in una rappresentazione semplificata dell'andamento della superficie freatica della falda dell'alta pianura friulana (da STEFANINI S. & GIORGETTI, 1996).

Il settore C individua la porzione di falda alimentata dalle dispersioni del Tagliamento al suo sbocco in pianura. Le acque di provenienza tilaventina sono facilmente riconoscibili per l'elevata concentrazione di ioni Sr e di solfati dovuti alla dissoluzione dei gessi presenti nelle formazioni permiane e triassiche dell'area carnica (FERUGLIO, 1925c; STEFANINI S., 1972).

Il settore D rappresenta la porzione di falda della pianura friulana centrale alimentata prevalentemente dalle precipitazioni efficaci, dalle infiltrazioni legate al sistema irriguo e, a nord, da afflussi provenienti dall'anfiteatro morenico. Gli alti tenori di nitrati, atrazina e del suo metabolita desatilatrazina spesso riscontrati nelle acque di falda di questa porzione dell'acquifero indicano uno scarso ricambio idrico (AA.VV., 1998).

Nell'area del Foglio sono compresi quasi interamente i tratti disperdenti degli alvei del Fiume Tagliamento, del Torrente Meduna e dei loro affluenti: torrenti Cellina, Còlvera e Cosa. Gli apporti in falda dei bacini montani afferenti al baci-

no del Meduna, tra il gennaio 1991 e l'agosto 1992, sono stati stimati pari a 10,6 mc/s (MANCA & ZENNARO, 1992), mentre quelli dispersi dal Tagliamento nel tratto tra Pinzano e Mussons si calcola siano stati generalmente compresi tra i 60 e i 90 mc/s (CONSORZIO DI BONIFICA LEDRA-TAGLIAMENTO, 1982). In queste stime va tenuto conto che le portate in uscita dai bacini montani dei corsi d'acqua non rispecchiano il regime naturale di deflusso proprio dei corsi d'acqua, essendo presenti all'interno dei bacini invasi e canalizzazioni che distolgono parte delle portate e le convogliano per scopi irrigui ed idroelettrici al di fuori delle zone d'alveo.

In regime di magra e di morbida le portate dei corsi d'acqua all'uscita dai bacini montani vengono velocemente disperse nel sottosuolo lungo gli ampi alvei ghiaiosi molto permeabili che caratterizzano questi corsi d'acqua. Portate dell'ordine di 70-80 mc/s all'uscita dal bacino montano del Torrente Cellina, vengono completamente assorbite in circa 20 km (AUTORITÀ DI BACINO DEI FIUMI ISONZO, TAGLIAMENTO, LIVENZA, PIAVE, BRENTA-BACCHIGLIONE, 2002).

Le dispersioni alimentano strutture di subalveo, caratterizzate da permeabilità superiore a quella della successione ghiaiosa in cui risiede la falda freatica e rivestono un ruolo decisamente importante nella regimazione degli eventi di piena dei corsi d'acqua. In queste occasioni parte dell'acqua fluente all'interno delle strutture di subalveo riemerge direttamente in alveo all'altezza della linea delle risorgive, la restante parte alimenta la falda freatica. Le escursioni freatiche della falda sono massime in corrispondenza dei tratti disperdenti dei corsi d'acqua e minime ai piedi dell'anfiteatro morenico: i valori maggiori di escursione si raggiungono successivamente alle fasi di piena (STEFANINI S. & GIORGETTI 1996; AA.VV., 1998), con sfasamenti che per il sistema Cellina-Meduna è di circa un mese dall'evento di piena (AUTORITÀ DI BACINO DEI FIUMI ISONZO, TAGLIAMENTO, LIVENZA, PIAVE, BRENTA-BACCHIGLIONE, 2002).

2.2. - VULNERABILITÀ E SFRUTTAMENTO DELLE ACQUE SOTTERRANEE

Il rischio di contaminazione della risorsa idrica sotterranea è stato analizzato in lavori specifici in cui, dall'analisi comparata di vari parametri, sono state ottenute carte di vulnerabilità degli acquiferi (STEFANINI S. & GIORGETTI, 1996; AA.VV., 1997; AA.VV., 1999; DI.S.G.A.M., 2003). L'elevata infiltrabilità verticale che caratterizza i depositi non saturi, rende l'acquifero estremamente vulnerabile. Si ricordano a tal proposito le gravi conseguenze prodotte sulla qualità della falda da parte di una sorgente inquinante di solventi clorurati situata ad Aviano, nel settore occidentale del conoide del Cellina (U.S.L. N.11 & REGIONE AUTONOMA FRIULI-VENEZIA GIULIA, 1990).

La vulnerabilità della falda aumenta soprattutto dove la soggiacenza dal piano campagna ed il ricambio idrico sono ridotti. A tali circostanze sembra riconduci-

bile la presenza di nitrati e di residui di prodotti fitosanitari che viene riscontrata nella falda freatica prossima alle risorgive, nella parte centrale del conoide del Cellina (CARNIEL, 1999).

Da un'osservazione dei livelli piezometrici dei pozzi per il trentennio 1967-1997 è emerso che nell'alta e media pianura friulana si sta assistendo ad un generale abbassamento del livello della falda freatica, stimato dell'ordine di 4-6 m nell'alta pianura. Le cause sono imputate sia a fattori naturali (diminuzione della piovosità) sia a fattori antropici (aumento dello sfruttamento della risorse idriche sotterranee e dell'utilizzo delle risorse idriche dei bacini montani per scopi idroelettrici ed irrigui (AA.VV., 1998).

3. - RISCHIO IDRAULICO (R. Avigliano)

Grazie alle sue peculiarità geomorfologiche, il territorio coperto dal Foglio "Maniago", pur essendo attraversato da alcuni dei corsi d'acqua più importanti della Regione, è soggetto a rischi idraulici in aree abbastanza limitate ubicate nel settore meridionale del Foglio. Infatti, il Tagliamento, il Cellina, il Meduna ed i loro affluenti, per buona parte dei loro tratti in alta pianura scorrono incassati all'interno di ampie e profonde incisioni, scavate nei conoidi alluvionali pleistocenici, in grado di contenere completamente le portate di piena. Verso il limite con la bassa pianura questi corsi d'acqua hanno formato durante l'Olocene una serie di conoidi telescopici (vedi Capitolo IV): in questi settori gli alvei si portano all'altezza della pianura circostante e la pericolosità idraulica sul territorio aumenta drasticamente.

Gli alvei hanno un andamento rettilineo e si presentano larghi e ghiaiosi, con vasti tratti corazzati e con ampie aree golenali create e stabilizzate con la costruzione di pennelli, realizzati soprattutto a difesa di infrastrutture e di aree antropizzate. Nell'alta pianura, lo stile fluviale di questi corsi è tipicamente *braided* con alvei ghiaiosi. Fa eccezione il Cosa, che nel tratto di pianura è stato per gran parte arginato e si avvicina di più a uno stile monocursale.

Il regime delle portate dei corsi d'acqua, compreso quello del Tagliamento, è di tipo torrentizio e dipende direttamente da quello delle precipitazioni. Dal punto di vista climatico l'area friulana appartiene alla zona di clima temperato-continentale ed umido, con precipitazioni che presentano punte massime in autunno e in primavera e minime in estate e in inverno. Le maggiori precipitazioni si verificano nella fascia prealpina secondo un gradiente crescente da ovest a est (piovosità media annua: 1.700-2.300 mm con punte di 2.800 mm in Val Resia). Nella fascia dell'alta pianura e collinare, la piovosità media annua è minore ed aumenta gradualmente avvicinandosi all'area pedemontana.

Pur se caratterizzati da un deflusso di base perenne, le portate di magra e di morbida dei corsi d'acqua si infiltrano rapidamente nei depositi alluvionali

all'uscita dai loro tratti montani, lasciando i letti dei fiumi nell'alta pianura asciutti per buona parte dell'anno. Le acque di infiltrazione alimentano le falde di subalveo dei corsi d'acqua e la falda freatica. Durante gli eventi di piena le falde di subalveo immagazzinano temporaneamente una quantità d'acqua significativa che viene restituita al corso d'acqua a valle delle risorgive.

Almeno per il Meduna-Livenza, questo fenomeno sembra moderare l'intensità della piena, allungandola nel tempo, e giustificerebbe per questo sistema fluviale il perdurare in alveo di portate rilevanti per più giorni successivamente all'evento di piena, che nel bacino montano si esaurisce nelle 24-36 ore (AUTORITÀ DI BACINO DEI FIUMI ISONZO, TAGLIAMENTO PIAVE, BRENTA-BACCHIGLIONE, 2002).

A causa del continuo rinforzo degli argini dei corsi d'acqua e dell'aumentata antropizzazione del territorio, negli ultimi decenni il rischio idraulico si è generalmente concentrato nei tratti finali dei corsi d'acqua, rendendo la bassa pianura più vulnerabile di quanto lo fosse in precedenza. Questo dato è confermato anche dalla distribuzione dei danni provocati dall'evento meteorico che investì i bacini montani il 4-5 novembre 1966 e che provocò vaste alluvioni in tutta la bassa pianura veneta orientale e friulana. La perimetrazione delle aree soggette a pericolosità idraulica per i fiumi compresi nei bacini del Livenza e del Tagliamento è stata definita nei *Progetti di piano stralcio per l'assetto idrogeologico dei bacini idrografici* (AUTORITÀ DI BACINO DEI FIUMI ISONZO, TAGLIAMENTO, PIAVE, BRENTA-BACCHIGLIONE, 2003; 2004).

3.1. - IL SISTEMA CELLINA-MEDUNA

Il Torrente Meduna e il Torrente Cellina, suo principale affluente, appartengono al bacino idrografico del Fiume Livenza. Nonostante il Cellina e il Meduna differiscano notevolmente per l'estensione dei relativi bacini montani (il bacino sotteso dal Meduna a Colle è di 258 kmq, quello sotteso dal Cellina a Ravedis è di 446 kmq), questi due corsi d'acqua vengono spesso trattati in maniera congiunta come "sistema Cellina-Meduna" in virtù delle similitudini delle caratteristiche fluviali fino alla loro confluenza e dell'adiacenza dei relativi bacini montani che spesso ne accomuna la risposta agli eventi meteorici che investono la regione.

I due bacini montani sono caratterizzati da piovosità mediamente elevata, con un incremento delle precipitazioni da ovest verso est, da una permeabilità delle rocce mediamente bassa e da un grado di dissesto abbastanza elevato soprattutto nel bacino del Cellina. Per limitare le portate del Cellina e del Meduna in pianura in concomitanza delle precipitazioni intense, ha assunto sempre più importanza l'utilizzo degli invasi artificiali presenti nei loro bacini montani come serbatoi per la laminazione delle piene.

La prima grande opera di sbarramento per scopi idroelettrici e irrigui fu la diga costruita agli inizi del 1900 nel bacino del Cellina a valle della confluenza con il Torrente Alba, che venne sostituita nel 1955 dalla diga di Ponte Antoi (Barcis), tuttora in funzione. Seguì una riorganizzazione del sistema idroelettrico del Cellina da parte dell'ENEL per l'utilizzo promiscuo - irriguo e idroelettrico - del serbatoio di Barcis e del costruendo serbatoio di Ravedis (gestito dal Consorzio di Bonifica Cellina-Meduna) con cinque impianti in serie: Ponte Giulio, San Leonardo, San Foca, Villa Rinaldi, Cordenons.

Il primo invaso costruito nel bacino del Torrente Meduna è stato quello per prelievo irriguo con traversa in località Maraldi, successivamente utilizzato anche come bacino di compensazione per la centrale idroelettrica di Meduno. Nei primi anni '50 entrarono in funzione la diga di Ponte Racli e nel 1965 quelle di Ca' Selva, sul Torrente Silisia, e di Ca' Zul, sull'alto corso del Meduna.

Il Cellina e il Meduna, al loro sbocco in pianura, sono caratterizzati da ampi alvei ghiaiosi incassati in scarpate naturali, nei quali i corsi d'acqua sono liberi di divagare. In questi tratti sono presenti in alveo varie opere trasversali per la protezione delle scarpate e dei ponti dall'erosione fluviale.

All'altezza di San Foca e di Rauscedo, il Cellina e il Meduna si portano al livello della pianura ed i corsi d'acqua sono stati confinati all'interno di argini maestri. All'incirca in corrispondenza della linea delle risorgive, il Cellina confluisce nel Meduna, che da qui assume un regime delle portate perenne ed uno stile ad isole fluviali fino circa all'altezza del ponte sulla S.S. 13.

In questo tratto il Meduna in passato è spesso esondato, per cui a partire dalla fine del XIX secolo sono state costruite in sponda sinistra una serie di arginature e di successivi rinforzi per proteggere i territori rivieraschi dalle ripetute piene del corso d'acqua.

Dal ponte sulla S.S. 13 alla confluenza nel Livenza a Tremeacque, il Meduna diventa un fiume di tipo monocursale con andamento meandriforme. In occasione di piene significative il tratto di alveo monocursale del Meduna non è sempre in grado di smaltire le portate provenienti da monte: i punti di maggiore criticità idraulica, per i rigurgiti che si verificano nei corsi collettori, sono rappresentati dalla confluenza del Meduna nel Livenza a Tremeacque e da quella del Noncello e del Sentirone nel Meduna a Visinale. In particolare il fenomeno di rigurgito del Noncello, innescato dagli aumenti del livello del Meduna, ha più volte penalizzato i territori compresi tra Visinale e Pordenone provocando l'allagamento dei quartieri meridionali e orientali del capoluogo.

Nei tratti del Cellina e del Meduna a monte della loro confluenza, le zone maggiormente soggette a rischio idraulico sono rappresentate dalle aree golenali comprese all'interno delle incisioni, e dai territori e dagli abitati dell'area rivierasca del Meduna, soprattutto sulla sinistra idrografica, tra Rauscedo e Domanins e dei magredi del Cellina tra Cordenons e Vivaro.

Questi territori sono stati più volte interessati da rotte fluviali che si sono rivelate talvolta catastrofiche anche per l'energia e la capacità di trasporto solido ancora elevate che conservano i corsi d'acqua in questi tratti. Le prime documentazioni storiche che citano piene con effetti disastrosi sul territorio del Cellina-Meduna risalgono al XIV secolo (LUCHINI, 1975). A partire dalla metà del XVIII secolo, il succedersi delle piene del Cellina con ripetuti eventi alluvionali nelle aree magredili, spinse alla costruzione di ripari a protezione degli abitati e dei terreni di San Foca, San Quirino e Cordenons; tuttavia queste opere non sempre ottennero gli effetti desiderati.

Sul Meduna si fa risalire almeno al 1459 (LUCHINI, 1975) la tracimazione in sinistra idrografica che diede origine, poco a valle di Rauscedo, al ramo delle Gravette che seguiva il tracciato dell'attuale Brentella, ramo rimasto attivo fino alla costruzione degli argini del XIX secolo (cfr. in Capitolo V "Il sistema del Po").

Alcune delle maggiori piene del Cellina e del Meduna sono riportate nel *"Progetto di piano stralcio per la sicurezza idraulica del bacino del Livenza - Sottobacino del Cellina-Meduna"* (AUTORITÀ DI BACINO DEI FIUMI ISONZO, TAGLIAMENTO, LIVENZA, PIAVE, BRENTA-BACCHIGLIONE, 2002):

- per i danni alle opere presenti nel tratto apicale del conoide del Cellina, si ricordano la piena del 1877, in cui venne distrutto il costruendo ponte del Giulio (portata stimata di 1.150 mc/s), e quelle del 1888 e del 1926;
- tra gli eventi più disastrosi sul tratto medio del Meduna, si ricordano le piene che si verificarono il 16 settembre e il 28 ottobre 1882, a cui ne seguì una di dimensioni minori il 12 ottobre 1889;
- l'evento alluvionale del 4-5 novembre 1966, che seguiva di un anno un'altro evento importante occorso tra il 2 e 3 settembre del 1965. Per le dimensioni delle portate esso è considerato l'evento estremo verificatosi nei bacini del Cellina e del Meduna a "memoria d'uomo", facendo registrare livelli idrometrici superiori a quelli del 1882 ed inondazioni su un'area di ca. 15.000 ettari. La grandezza degli eventi del 1965 e 1966 è evidenziata anche dal fatto che essi si verificarono quando erano già entrati in funzione gli invasi artificiali nei bacini montani del Cellina e del Meduna, che risultarono insufficienti a laminare la piena. Le portate stimate in occasione dell'evento del 1966 furono dell'ordine di 1.900-2.000 mc/s per il Cellina a Ravedis, 1.400-1.500 mc/s per il Meduna a Colle di Arba, 3.100 mc/s per il Meduna al ponte della S.S. 13, dove raggiunse una quota idrometrica di ca. 25 m slm. In quell'occasione, in prossimità della confluenza tra Cellina e Meduna si verificarono esondazioni sui magredi di Cordenons e di Vivaro; in sponda sinistra del Meduna, all'altezza di Murlis, vi fu la rottura degli argini in tre punti. Nella bassa pianura e nella parte sud-orientale di Pordenone le conseguenze legate all'evento furono particolarmente gravi.

3.2. - IL TAGLIAMENTO

Il Tagliamento con una lunghezza di 178 km ed un'estensione totale del bacino idrografico di 2.871 kmq; è il più lungo fiume friulano e rappresenta uno maggiori bacini delle Alpi Orientali, assieme a quelli del Piave e dell'Isonzo. Il bacino montano del Tagliamento alla sezione di chiusura di Pinzano ha una dimensione di 2.293 kmq, alla confluenza con il Cosa di 2.433 kmq.

Il bacino montano del Tagliamento è caratterizzato da precipitazioni e pendenze mediamente elevate, da una discreta disponibilità di detrito e, a causa della bassa permeabilità delle rocce in esso affioranti, da tempi di corrivazione relativamente brevi.

I principali invasi artificiali presenti nel bacino montano del Tagliamento sono quelli di Sauris sul Torrente Lumiei, di Caprizzi sull'alto corso del Tagliamento, e di Verzegnis sul Torrente Ambiesta. Questi impianti sono stati concepiti prevalentemente per produzione di energia elettrica e sono poco influenti per la laminazione delle portate del corso d'acqua durante le piene.

A valle della stretta di Pinzano, larga 180 metri, il Tagliamento occupa un ampio alveo ghiaioso, incassato in alte scarpate naturali, dove il corso d'acqua è libero di divagare. In questo tratto sono presenti in alveo principalmente opere trasversali costruite per la protezione dall'erosione fluviale delle scarpate di Spilimbergo e Dignano e del ponte che collega queste due località. Il Tagliamento resta incassato in scarpate naturali con altezza apprezzabile fino a Rivis e Valvasone. All'altezza di Varmo esso interseca la linea delle risorgive e il regime delle sue portate diventa perenne; da qui il fiume cambia gradualmente le caratteristiche, assumendo dapprima uno stile ad isole fluviali, fino all'altezza del ponte di Madrisio e poi monocursale e meandriforme fino alla foce. In questi ultimi tratti il Tagliamento si presenta spesso pensile sulla pianura circostante.

A partire dal XVIII-XIX secolo le arginature del basso e medio tratto del Tagliamento hanno assunto la configurazione attuale; soprattutto dal XIX secolo in poi sono stati realizzati una serie di successivi sovralzi delle arginature, ricalibrature e rettifiche del basso corso. Le arginature attuali sulla destra idrografica incominciano alla confluenza con il Cosa e sulla sinistra a Rivis. Aree golenali con una discreta estensione sono contermini al corso d'acqua circa fino a Latisana; nel tratto a valle, fino alla foce, la superficie di pertinenza fluviale si restringe drasticamente e gli argini sono in alcuni tratti in frodo.

La pericolosità idraulica del basso corso del Tagliamento è legata, oltre che alle dimensioni degli eventi meteorici che investono il suo bacino montano, anche ad altri fattori, tra cui il più importante è quello della criticità idraulica della parte finale del suo corso. Una serie di interventi strutturali dimensionati per la laminazione delle portate di piena con tempo di ritorno di 100 anni, che a Pinzano vengono stimate dell'ordine di 4.500 mc/s, sono stati progettati nei pressi della

stretta di Pinzano (AUTORITÀ DI BACINO DEI FIUMI ISONZO, TAGLIAMENTO PIAVE, BRENTA-BACCHIGLIONE, 1998). Attualmente tali progetti, che comportano impatti ambientali notevoli, sono ancora in corso di definizione e di discussione anche tra le parti sociali.

Le caratteristiche climatiche ed idrogeologiche del bacino montano del Tagliamento rendono questo corso d'acqua soggetto a variazioni repentine delle portate: eventi climatici importanti hanno spesso comportato conseguenze catastrofiche sia nelle valli che in pianura. Le condizioni si aggravano ulteriormente se gli eventi di piena avvengono in concomitanza di maree e mareggiate che rallentano il deflusso della piena allo sbocco in Adriatico o se nel bacino montano agli eventi meteorici sono associate frane di grandi dimensioni che ostruiscono temporaneamente il corso d'acqua.

Queste condizioni si verificarono simultaneamente durante l'evento alluvionale del 2 novembre 1851, allorché, mentre alla foce era in corso una mareggiata che ostacolava il deflusso della piena, nel bacino montano, che si trovava in condizioni idrauliche già critiche, il cedimento di uno sbarramento provocato da una frana avvenuta lungo l'alto corso del Fella determinò il rilascio improvviso di una notevole massa d'acqua, che andò ad unirsi a quella del Tagliamento.

Questo evento viene ricordato come il più disastroso del XIX secolo, per i danni ingenti lungo tutto il corso del fiume (AUTORITÀ DI BACINO DEI FIUMI ISONZO, TAGLIAMENTO, LIVENZA, PIAVE, BRENTA-BACCHIGLIONE, 2004).

Tra gli eventi alluvionali catastrofici legati a frane avvenute nell'area montana con conseguenze anche nei territori di pianura, vanno ricordati quelli del 4 e del 20 ottobre 1692. In quelle occasioni si verificarono due onde di piena cariche di detriti dovute a due successivi cedimenti dello sbarramento del lago che si era formato sull'alto corso del Tagliamento, a monte alla disastrosa frana avvenuta il 14 agosto dello stesso anno all'altezza di Priuso (frana di Buarte, o Borta, CORSI, 1969). L'onda di piena del 4 ottobre, in particolare, determinò l'alluvione del campo di Osoppo e parte delle acque del Tagliamento defluirono in pianura attraverso le bassure del Ledra-Corno. A questi eventi sembra essere legata anche la gran quantità di detriti sedimentati nel tratto medio ed inferiore del corso d'acqua e che portò il Tagliamento a scorrere definitivamente a oriente di San Paolo e Bolzano (AUTORITÀ DI BACINO DEI FIUMI ISONZO, TAGLIAMENTO, LIVENZA, PIAVE, BRENTA-BACCHIGLIONE, 2004).

Le cronache storiche documentano un numero impressionante di piene del Tagliamento con disalveamenti ed esondazioni nel suo medio e basso corso: la tendenza costruttiva del Tagliamento nella bassa pianura è del resto messa in evidenza dalle numerose variazioni che ha subito il percorso fluviale durante l'Olocene (v. ZANFERRARI *et alii*, 2008/b). Nel "*Progetto di Piano Stralcio per l'assetto idrogeologico dei bacini idrografici dei fiumi Isonzo, Tagliamento, Piave, Brenta-Bacchiglione*" (AUTORITÀ DI BACINO DEI FIUMI ISONZO, TAGLIAMENTO, LIVENZA,

PIAVE, BRENTA-BACCHIGLIONE, 2004) è contenuto un resoconto delle piene e delle alluvioni storiche più importanti del Tagliamento, di cui qui si riportano le maggiori.

- 11 settembre 1327: distruzione del borgo d'Ignano situato alla base del terrazzo di Spilimbergo;
- 1450: un'alluvione investe il centro di Valvasone;
- 1596: distruzione di insediamenti alla base del terrazzo di Spilimbergo ed esondazioni presso Rivis;
- 4 e 20 ottobre 1692: alluvioni dovute ai cedimenti dello sbarramento del lago da frana di Buarte;
- 14 ottobre 1823: esondazioni sia in destra che in sinistra idrografica a valle di Aurava e la Delizia;
- 2 novembre 1851: alluvione del campo di Osoppo, parte delle acque del Tagliamento defluisce in pianura attraverso l'incisione Ledra-Corno. Più valle, in sinistra idrografica, tracimazione degli argini di Rivis; in destra, vasta inondazione dei territori a valle della confluenza con il Cosa;
- 28 ottobre 1882: rottura e tracimazione degli argini in destra idrografica a valle della confluenza con il Cosa;
- 22 settembre 1920: viene asportato il ponte di Bonzicco (presso Dignano) e danneggiato il ponte della Delizia.

La piena del 4 novembre 1966 è ritenuta per altezze idrometriche (altezza al colmo all'idrometro di Latisana: 10,60 m) e portate (portate stimate rispettivamente a Pinzano e a Latisana: 4.400 e 4.000 mc/s), la maggiore piena del Tagliamento verificatasi negli ultimi due secoli ed è stata presa come piena di riferimento per il dimensionamento delle opere, attribuendole un tempo di ritorno di 70-100 anni. Le intense precipitazioni avvenute il 3 e 4 novembre 1966 comportarono gravi dissesti nel bacino montano del Tagliamento; gli allagamenti che in quell'occasione si verificarono nella bassa pianura veneto-friulana furono dovuti anche alle difficoltà di smaltimento delle portate alla foce dei corsi d'acqua a causa della mareggiata che investiva l'alto Adriatico. Durante questo evento, nel tratto medio del Tagliamento, nonostante l'alveo fosse completamente occupato dalle acque di piena, non si registrarono esondazioni. I problemi si verificarono nel basso corso del fiume dove, a partire da Madrisio, il Tagliamento ruppe gli argini ed esondò in più punti, allagando 26.000 ettari della bassa pianura veneto-friulana. Va sottolineato che l'alluvione avveniva a poco più di un anno di distanza dalla piena del 2 settembre 1965, che causò anch'essa vasti allagamenti tra Latisana e Lignano.

4. - FRANE E PROPENSIONE AL DISSESTO (*G. Monegato*)

Il 15% del territorio coperto dal Foglio ricade nella zona prealpina, con rilievi che mediamente non superano i 500 m s.l.m.; le massime elevazioni si raggiungono

no nel settore NW del Foglio, dove il M. Jouv (1.224 m s.l.m.) è il punto più elevato. Relativamente alla propensione al dissesto sono distinguibili tre ambiti territoriali principali, differenziati in base alle litologie delle rocce e dei terreni, all'assetto strutturale, alle condizioni idrogeologiche, alla morfologia ed alle modalità di utilizzo del suolo. Un ambito riguarda i rilievi costituiti da rocce carbonatiche cretache, mentre gli altri due sono relativi a rocce terrigene paleogene e mioceniche. Al di fuori del settore prealpino devono essere considerate le scarpate fluviali dei corsi d'acqua principali, alte mediamente 30 metri, ma che raggiungono i 60 metri nelle scarpate del Tagliamento.

4.1. - AMBITO DEL SUBSTRATO CARBONATICO CRETACICO

Aspetti geologici generali. Le unità relative (Calcere del Cellina e *calcere del M. Cavallo*) sono caratterizzate da calcari ben stratificati (spessore degli strati decimetrico-metrico), con locali litosomi massicci. Le rocce sono diffusamente deformate: in particolare sono molto diffuse zone cataclastiche di spessore da metrico a pluridecamentrico. Il principale processo di disgregazione meccanica è dovuto al crioclastismo, che determina la frantumazione dell'ammasso roccioso in elementi angolosi mediamente centimetrico-decimetrici, con dimensioni massime plurimetriche. Una volta svincolati dall'ammasso roccioso, gli elementi possono accumularsi lungo i versanti, formando falde detritiche grossolane dello spessore massimo di alcune decine di m alla base dei versanti.

I principali processi di alterazione chimica sono legati alla dissoluzione carsica, che ha come prodotto residuale la "terra rossa", che viene poi trasportata ed accumulata dalle acque ruscellanti nelle depressioni o alla base dei versanti. Per l'acclività dei versanti, forme carsiche sono evidenti solo alla sommità del M. Jouv, caratterizzato da ampie depressioni chiuse con doline all'interno.

Aspetti geomorfologici e idrogeologici. I rilievi prealpini del massiccio del M. Jouv (1.224 m s.l.m.) con la sua appendice orientale del M. San Lorenzo (736 m) sono le quote più elevate nell'area del Foglio. La sommità dei rilievi è subpianeggiante e caratterizzata da ampie depressioni.

I versanti si presentano molto acclivi, specialmente quelli occidentali ed orientali, rispettivamente lungo le valli del Torrente Cellina e del Torrente Còlvera; quest'ultima presenta alte pareti subverticali. Il versante meridionale è caratterizzato da una serie di contropendenze formatesi in corrispondenza di fasce di cataclasi. Il versante settentrionale del M. Jouv ha inclinazione media ed è inciso da numerosi solchi di ruscellamento subparalleli di corsi d'acqua effimeri o stagionali, che confluiscono a nord nel Torrente Còlvera. I solchi di ruscellamento caratterizzano anche i versanti orientali ed occidentali, dove essi si sviluppano a partire dalle con-

tropendenze principali presenti nel versante meridionale. Rilevante è anche il deflusso ipogeo a causa della notevole permeabilità secondaria delle rocce.

Uso del suolo. L'area prealpina è disabitata, la superficie è lasciata in prevalenza a bosco di latifoglie; l'utilizzo a pascolo è marginale.

Tipologia di dissesto. In relazione all'assetto geomorfologico e strutturale tendono a verificarsi i seguenti tipi di dissesto.

- Nelle rocce del substrato calcareo sono comuni crolli e ribaltamenti che producono accumuli di frana e di detrito alla base dei versanti. Nella forra del Torrente Còlvera, eventi franosi di questo tipo, anche con massi colossali, sono comuni (cosismici nel 1976) e possono originare laghi effimeri come quello formatosi all'inizio dell'Olocene all'imbocco settentrionale della forra del Còlvera..
- Nelle coperture eluvio-colluviali, ricche in componente pelitica, sono invece frequenti colamenti di piccole dimensioni.

4.2. - AMBITO DELLE UNITÀ ARENACEO-PELITICHE PALEOGENICHE E MIOCENICHE

Aspetti geologici generali. Le unità sono caratterizzate dall'abbondanza o dalla prevalenza di facies pelitiche intercalate a quelle arenacee o calcarenitiche. Ciò si verifica nella *marna di Bolago* presso Fanna, nella *marna di Tarzo*, presso Cavasso Nuovo e Castelnuovo, nel *flysch di Clauzetto* e nella *scaglia rossa friulana*, tra Maniago e Fanna, e nel *membro arenaceo-pelitico del conglomerato del Montello* a Castelnuovo. Intercalazioni pelitiche sono presenti, ma di scarsa importanza, anche in altre unità della successione. Tra Maniago e Cavasso Nuovo queste unità sono poste secondo una direzione circa NE-SW; nel settore di Castelnuovo hanno un andamento ENE-WSW.

Con l'eccezione del *flysch di Clauzetto*, interessato in prevalenza da un piegamento intenso e assai vario, le rocce sono caratterizzate di regola da inclinazioni della stratificazione medio-alte e dalla presenza di numerose superfici e di zone di faglia, che sono accompagnate da una diffusa fratturazione centimetrico-decimetica dell'ammasso roccioso.

I processi legati alla pedogenesi alterano velocemente soprattutto la frazione marnosa, determinando la formazione di coltri eluviali ed eluvio-colluviali caratterizzate da uno scheletro litoide eterometrico accompagnato ad abbondante matrice limoso-argillosa.

Aspetti geomorfologici e idrogeologici. La fascia dei rilievi collinari in cui affiorano queste unità ha un'elevazione massima di 530 m s.l.m. (Ciucul Fulin a NW di Fanna). Il reticolo idrografico è costituito da una serie di corsi d'acqua con

segmenti susseguenti, paralleli all'andamento della stratificazione, e segmenti trasversali alla stratificazione. I bacini sono caratterizzati da un reticolo idrografico costituito da solchi di ruscellamento e vallecole con fondo a V, nei quali si concentrano il ruscellamento superficiale e il deflusso ipodermico che avvengono lungo i versanti in occasione di abbondanti precipitazioni.

La morfologia dei rilievi collinari e l'assetto idrografico risentono fortemente dell'interazione dei processi erosivi con le litologie presenti e dell'assetto strutturale dell'area. L'idrografia comprende i tratti montani di una serie di corsi d'acqua aventi assi vallivi profondamente incisi ortogonalmente alla direzione generale della stratificazione (Rugo Storto, Rugo di Valeriano e Torrente Gercia); il Rugo Mizza è invece parallelo alle strutture presenti. Nelle aste principali convergono una serie di vallecole trasversali, incise nelle rocce meno competenti della successione, separate tra loro dai banchi di rocce litoidi che formano delle dorsali ben individuabili dal punto di vista morfologico.

Uso del suolo. L'area collinare nel settore nord-occidentale del Foglio è scarsamente antropizzata; la superficie è lasciata quasi esclusivamente a bosco di latifoglie. Il settore delle colline di Castelnovo è invece caratterizzato da una serie di nuclei abitativi posti sulle dorsali principali e collegati da una rete stradale; parte della superficie è ancora destinata ad uso agricolo.

Tipologia di dissesto. In relazione all'assetto geologico e strutturale e ad altri fattori predisponenti, tra cui non sono trascurabili quelli antropici (es.: costruzione di strade, dispersione di acque reflue nel sottosuolo), tendono a verificarsi i seguenti tipi di dissesto.

- Nelle rocce dove prevale la frazione arenaceo-marnosa, in condizioni idrogeologiche sfavorevoli è comune la formazione di scorrimenti rotazionali e traslativi di piccole e medie dimensioni. Crolli, ribaltamenti e scivolamenti di blocchi isolati avvengono quando sono presenti arenarie in grossi banchi; questo tipo di frane è comune lungo i corsi d'acqua, all'interno delle vallecole ed in corrispondenza di tagli stradali.
- Dove prevale la frazione pelitica e nelle coperture eluvio-colluviali sono frequenti frane per colata anche di medie dimensioni. Un esempio è la frana per colamento allo sbocco della forra del Torrente Còlvera in sinistra idrografica, da decenni in evoluzione con periodiche riattivazioni.

4.3. - AMBITO DELLE UNITÀ ARENACEO-CONGLOMERATICHE MIOCENICHE

Aspetti geologici generali. Si tratta delle unità della successione miocenica caratterizzate dall'abbondanza o dalla prevalenza di facies arenitiche e congl-

meratiche. Tali litofacies sono comuni nell'*arenaria di Preplans*, nell'*arenaria di San Gregorio* e nella *formazione del M. Baldo*, tra Fanna e Cavasso Nuovo, e nei membri conglomeratici (MON₁ e MON₃) del *conglomerato del Montello* a Maniago, Castelnuovo e Ragogna. Tra Maniago e Cavasso queste unità sono poste secondo una direzione circa NE-SW; nel settore Castelnuovo-Ragogna hanno un andamento ENE-WSW. Sono generalmente caratterizzate da un'elevata inclinazione della stratificazione e numerosi piani e zone di faglia, che possono tradursi in una generale fratturazione dell'ammasso roccioso.

I processi legati alla pedogenesi degradano velocemente soprattutto la frazione marnosa, determinando la formazione di coltri eluviali ed eluvio-colluviali caratterizzate da uno scheletro litoide eterometrico accompagnato ad abbondante matrice limoso-argillosa.

Aspetti geomorfologici e idrogeologici. La fascia dei rilievi collinari in cui affiorano queste unità ha un'elevazione massima di 512 m s.l.m. (M. di Ragogna). Come nell'ambito precedente il reticolo idrografico è costituito da una serie di corsi d'acqua con segmenti susseguenti, paralleli all'andamento della stratificazione, e segmenti trasversali alla stratificazione. I bacini sono caratterizzati da un reticolo idrografico costituito da solchi di ruscellamento e vallecole con fondo a V, nei quali si concentrano il ruscellamento superficiale e il deflusso ipodermico che avvengono lungo i versanti in occasione di abbondanti precipitazioni.

La morfologia dei rilievi collinari e l'assetto idrografico risentono fortemente dell'interazione dei processi erosivi con le litologie presenti e dell'assetto strutturale dell'area. L'idrografia comprende i tratti montani di una serie di corsi d'acqua aventi assi vallivi profondamente incisi ortogonalmente alla direzione generale della stratificazione (Rugo di Valeriano e Torrente Gercia). I corsi d'acqua paralleli alle strutture sono il Rugo Mizza e il Rio Ponte. Nelle aste principali convergono una serie di vallecole trasversali, incise nelle rocce meno competenti della successione, separate tra loro dai banchi di rocce litoidi che formano dorsali ben individuabili dal punto di vista morfologico.

Uso del suolo. L'area collinare interessata da queste litologie è scarsamente antropizzata nel settore nord-occidentale del Foglio "Maniago"; la superficie è lasciata quasi esclusivamente a bosco di latifoglie. Il settore delle colline di Castelnuovo è invece caratterizzato da una serie di nuclei abitativi posti sulle dorsali principali e collegati da una fitta rete stradale. Alle pendici meridionali del Monte di Ragogna sono presenti nuclei abitativi.

Tipologia di dissesto. Il dissesto in queste unità è relativamente ridotto ed è rappresentato soprattutto da frane di crollo e da movimenti roto-traslazionali di piccole e medie dimensioni che si verificano lungo le aste dei corsi d'acqua prin-

cipali per erosione al piede del versante. Crolli, ribaltamenti e scivolamenti di blocchi isolati si verificano lungo i tagli stradali. Lungo il versante settentrionale del Monte di Ragogna sono presenti accumuli di blocchi plurimetrici staccatisi dalle pareti conglomeratiche.

4.4 - AMBITO DELLE SCARPATE FLUVIALI E DELLE COLLINE DELL'ANFITEATRO MORENICO DEL TAGLIAMENTO

Aspetti geologici generali. I depositi alluvionali, fluvio-glaciali e glaciali che costituiscono l'alta pianura pordenonese ed i rilievi occidentali dell'anfiteatro morenico del Tagliamento sono in gran parte sciolti; quelli glaciali presentano caratteri sedimentologici molto variabili sia verticalmente che lateralmente. Alcune caratteristiche dei diversi terreni, che influiscono sulla loro franosità (granulometria della matrice e dello scheletro, tessitura, rapporto matrice/clasti, grado di addensamento-consolidazione, cementazione) sono descritte per ciascuna litologia in modo qualitativo nel Capitolo V.

Aspetti geomorfologici e idrogeologici. La porzione occidentale dell'anfiteatro morenico è caratterizzata da rilievi che raggiungono i 300 m s.l.m. (Canodusso) e con basse acclività. Solo lungo le incisioni dei corsi d'acqua principali sono presenti scarpate subverticali con altezze massime dell'ordine di alcune decine di metri. La bassa permeabilità dei depositi glaciali favorisce un deflusso delle acque meteoriche prevalentemente superficiale. A causa dell'eterogeneità dei depositi, parte delle precipitazioni efficaci alimenta una falda freatica superficiale e discontinua, il cui andamento è legato alla topografia e alla complessa distribuzione delle facies sedimentarie all'interno dell'anfiteatro (STEFANINI S. & KOBEC, 1978); essa talora alimenta sorgenti temporanee. Le acque vengono convogliate nel Rio Ponte e nel Rio Fos; quest'ultimo è alimentato anche dalle falde sospese originatesi nel settore occidentale dell'anfiteatro morenico.

Le scarpate fluviali dei principali corsi d'acqua dell'alta pianura sono alte alcune decine di metri e caratterizzate da pareti subverticali di materiale sciolto o scarsamente cementato o da scarpate molto inclinate, spesso inerbite. Sono interessate da brevi incisioni lineari i cui corsi d'acqua hanno un regime delle portate effimero.

Uso del suolo. La parte non urbanizzata della zona collinare dell'anfiteatro morenico è prevalentemente agricola e secondariamente silvo-pastorale. I settori di pianura in prossimità delle scarpate fluviali sono prevalentemente ad uso agricolo. Sono presenti locali escavazioni per attività estrattiva.

Tipologia di dissesto. La propensione al dissesto nell'ambito dell'anfiteatro morenico è modesta, i fenomeni franosi sono sostanzialmente limitati a scorri-menti roto-traslativi di piccole e medie dimensioni, colamenti e *creeping* superficiali ai danni dei depositi glaciali e dei colluvi. I fenomeni si verificano soprattutto all'interno delle incisioni dei corsi d'acqua e lungo i tagli stradali. Le situa-zioni di dissesto sono generalmente in relazione alle condizioni idrogeologiche superficiali e profonde e sono favorite dalle variazioni della plasticità della matrice limosa o limoso-argillosa dei depositi glaciali e dei colluvi con il contenuto in acqua. Questi fenomeni sono frequenti anche nell'incisione del Rugo di Valeriano, dove i sedimenti sabbioso-argillosi dell'*unità di Valeriano* danno luogo a smottamenti e piccoli colamenti.

Nelle scarpate fluviali sono comuni gli smottamenti che producono accumu-li di ghiaia sciolta alla base. Lo scalzamento al piede operato dai corsi d'acqua principali produce l'arretramento progressivo delle scarpate stesse.

BIBLIOGRAFIA

- AA.VV. (1992) - *Carta Geologica d'Italia - 1:50.000. Guida al rilevamento*. Servizio Geologico Nazionale, Quaderni ser. III, **1**, 203 pp., Roma.
- AA.VV. (1997) - *Studio sulla consistenza e sulle caratteristiche delle risorse idriche del territorio provinciale finalizzato alla attività di protezione e corretta gestione delle stesse*. Provincia di Pordenone, rapporto interno.
- AA. VV. (1998) - *Modello idrogeologico delle zone montane e di pianura dei bacini dei fiumi Isonzo, Tagliamento e Livenza*. Rapporto interno dell'Autorità di bacino dei fiumi Isonzo, Tagliamento, Livenza, Piave, Brenta, Bacchiglione: 71 pp., Venezia.
- AA.VV. (1999) - *Carta della vulnerabilità intrinseca della pianura friulana*. C.N.R.-G.N.D.C.I., Pubbl. n. 1976, LR4, Quaderni Geol. Appl., suppl. 1, 1283-1289, Pitagora Ed., Bologna.
- AA.VV. (2000) - *Carta Geologica d'Italia - 1:50.000. Catalogo delle formazioni. Fascicolo I - Unità validate*. Servizio Geologico Nazionale, Quaderni ser. III, **7**, 228 pp., Roma.
- AA.VV. (2001) - *Magistri scodelari - Produzioni ceramiche a Castelnuovo del Friuli nel Cinquecento*. Pubbl. Comune di Castelnuovo del Friuli: 175 pp., Tavagnacco.
- ADAMIEC G. & AITKEN M. (1998) - *Dose-rate conversion factors: update*. Ancient TL, **16**: 37-50, Aberystwyth.
- AMATO A., BARNABA P.F., FINETTI I., GROPPI G., MARTINIS B. & MUZZIN A. (1976) - *Geodinamic outline and seismicity of Friuli Venetia Giulia Region*. Boll. Geof. Teor. Appl., **XIX (72)**: 217-256, Trieste.
- ANTONELLI R., BARBIERI G., DAL PRÀ A., DE ZANCHE V., GRANDESSO P., MIETTO P., SEDEA R. & ZANFERRARI A. (1990) - *Carta geologica del Veneto alla scala 1:250.000: una storia di 500 milioni di anni*. S.E.L.C.A., 32 pp., Firenze.
- APAT-SERVIZIO GEOLOGICO NAZIONALE (2008) - *Foglio 066 "Udine"*. Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000. Graphilinea, Tavagnacco/Udine.
- AOUDIA A., SARAO' A., BUKCHIN B. & SUHADOLC P. (2000) - *The 1976 Friuli (NE Italy) thrust faulting earthquake: a reappraisal 23 years later*. Geoph. Res. Lett., **27**: 573-576, Washington.
- ASSERETO R., DESIO A., DI COLBERTALDO D. & PASSERI L.D. (1968) - *Note illustrative della Carta Geologica d'Italia, Foglio 14A (Tarvisio)*. Servizio Geologico d'Italia, 70 pp., Napoli.
- AUTORITÀ DI BACINO DEI FIUMI ISONZO, TAGLIAMENTO, LIVENZA, PIAVE, BRENTA-BACCHIGLIONE (1998) - *Piano stralcio per la sicurezza idraulica del medio e basso corso del Fiume Tagliamento*. <http://www.adbve.it/Documenti/piani/Tagliamento/tagliamento.pdf>
- AUTORITÀ DI BACINO DEI FIUMI ISONZO, TAGLIAMENTO, LIVENZA, PIAVE, BRENTA-BACCHIGLIONE (2002) - *Progetto di piano stralcio per la sicurezza idraulica del bacino del Livenza-sottobacino del Cellina-Meduna*.
- AUTORITÀ DI BACINO DEI FIUMI ISONZO, TAGLIAMENTO, LIVENZA, PIAVE, BRENTA-BACCHIGLIONE (2003) - *Progetto di piano stralcio per l'assetto idrogeologico del bacino idrografico del f. Livenza*. http://www.adbve.it/Documenti/piani/Livenza/ass_idr/Relazione%20365LIV_2003.pdf
- AUTORITÀ DI BACINO DEI FIUMI ISONZO, TAGLIAMENTO, LIVENZA, PIAVE, BRENTA-BACCHIGLIONE (2004) - *Progetto di Piano Stralcio per l'Assetto Idrogeologico dei bacini idrografici dei fiumi Isonzo, Tagliamento, Piave, Brenta-Bacchiglione*. 251 pp., Venezia.
- AVIGLIANO R., MONEGATO G. & ZANFERRARI A. (2000) - *Evoluzione geomorfologica della Pedemontana e dell'alta pianura pordenonese tra la fine del Pleistocene e l'Attuale*. In: Atti del convegno "Acheologia e risorse storico-ambientali nella Pedemontana e nelle Valli del Friuli occidentale", Meduno 6 e 7 ottobre 2000: 7-12, Sequals
- AVIGLIANO R., CALDERONI G., MONEGATO G. & MOZZI P. (2002a) - *The late Pleistocene-Holocene evolution of the Cellina and Meduna alluvial fans (Friuli, NE Italy)*. Mem. Soc. Geol. It., **57**: 133-139, Roma.
- AVIGLIANO R., MONEGATO G., ZANOLLA S., MICHELUTTI G. & MOZZI P. (2002b) - *Confronto tra informazioni geologiche e pedologiche sul conoide del Cellina (Friuli, Italia)*. Il Quaternario - It. J. Quat. Sc., **15(1)**: 99-104, Torino.

- BAGGIO P., BELLINO L., CARRARO F., FIORASO G., GIANOTTI F. & GIARDINO M. (1997) - *Schede per il rilevamento geologico delle formazioni superficiali*. Il Quaternario - It. J. Quat. Sc., **10**(2): 655-680, Napoli.
- BALDAZZI G., MATTAVELLI L., PIGNATTI A., TONNA M. & SCARDONE E. (1966) - *Studio petrografico-stratigrafico dei calcari mesozoici tra il Piave ed il Cellina*. AGIP (rapp. int.).
- BARATTOLO F. (2002) - *Late Cretaceous - Paleogene dasycladaleans and the K/T boundary problem*. In: BUCUR I. & FILIPESCU S. (Eds.), *Research advances in calcareous algae and microbial carbonates*: 19-40, Cluj University Press.
- BARATTOLO F. & ROMANO R. (2005) - *Shallow carbonate platform bioevents during the Upper Triassic-Lower Jurassic: an evolutive interpretation*. Boll. Soc. Geol. It., **124**: 123-142, Roma.
- BARBANO M.S. (1993) - *Reassessing intensity of some Friuli earthquakes at the turn of the eighteenth century*. Terra Nova, **5**: 467-474.
- BARBIERI S., ZANOLLA S., MICHELUTTI G., BIANCO D., FABBRO A. & MASOTTI M. (2005) - *Suoli e Vigneti - Vocazione viticola della zona a D.O.C. "Friuli Grave" - Provincia di Udine*. E.R.S.A., Servizio della sperimentazione agraria, Ufficio del suolo, Pozzuolo del Friuli.
- BARNABA P.F. (1978) - *Interpretazione geologico-strutturale della zona di Buja (Friuli)*. Mem. Sci. Geol., **32**: 4-11, Padova.
- BASSOULLET J.-P., BERNIER P., CONRAD M.A., DELOFFRE R. & JAFFREZO M. (1978) - *Les Algues Dasycladales du Jurassique et du Crétacé*. Geobios, mém. spec. **2**: 1-330, Lyon.
- BERGER S. & KAEVER M. J. (1992) - *Dasycladales - An illustrated monograph of a fascinating algal order*. 247 pp., Georg Thieme Verlag, Stuttgart-New York.
- BERGGREN W.A. & MILLER K.G. (1988) - *Paleogene tropical planktonic foraminiferal biostratigraphy and magnetobiochronology*. Micropaleontology, **34**: 362-380, New York.
- BERNARDIS M., POLI M.E., RENNER M., SNIDARCIG A. & ZANFERRARI A. (1996) - *Le tre sequenze sismiche del 1996 a Claut (Prealpi Carniche)*. Atti 15° Conv. G.N.G.T.S., Roma 11-13 novembre 1996, 343-348, Roma.
- BERNARDIS M., CECOTTI M., POLI M.E., RENNER M., SNIDARCIG A. & ZANFERRARI A. (1997) - *Considerazioni sulla sismicità dell'area di Claut (Prealpi carniche) e sui danni causati dal terremoto del 13 aprile 1996*. In: A. ZANFERRARI & F. CROSILLA (Eds.), *La Scienza e i Terremoti: analisi e prospettive dall'esperienza del Friuli*, Udine 14-15 novembre 1996, 61-68, Forum, Udine.
- BERNASCONI M. P. & ROBBA E. (1993) - *Molluscan palaeoecology and sedimentological features: an integrated approach from the Miocene Meduna section, northern Italy*. Palaeo. Palaeo. Palaeo., **100**: 267-290.
- BIGI G., CASTELLARIN A., COLI M., DAL PIAZ G.V. & VAI G.B. (1990) - *Structural model of Italy - Scale 1:500.000*. CNR - Quaderni Ric. scient., **114**, Roma.
- BINI A., BORSATO A., CARRARO F., CARTON A., CORBARI D., CUCATO M., MONEGATO G. & PELLEGRINI G.B. (2004) - *Definizione di alcuni termini in uso nella cartografia dei depositi quaternari continentali in ambito alpino*. Il Quaternario - It. J. Quat. Sci., **17**(1): 75-82, Torino.
- BOSCHI E., FERRARI G., GASPERINI P., GUIDOBONI E., SMIRIGLIO G. & VALENSISE G. (Eds.) (1995) - *Catalogo dei forti terremoti in Italia dal 461 a.C. al 1980*. I.N.G.-SGA, 973 pp., Bologna.
- BOSCHI E., GUIDOBONI E., FERRARI G., VALENSISE G. & GASPERINI P. (Eds.) (1997) - *Catalogo dei forti terremoti in Italia dal 461 a.C. al 1990*. Vol. 2, 644 pp., I.N.G.-SGA, Bologna.
- BOYCE J.I. & EYLES N. (2000) - *Architectural element analysis applied to glacial deposits: internal geometry of a late Pleistocene till sheet, Ontario, Canada*. GSA Bulletin, **112**: 98-118, Tulsa.
- BRAGA G., CARLONI G.C., COLANTONI P., CORSI M., CREMONINI G., FRASCARI F., LOCATELLI D., MONESI A., PISA G., SASSI F.P., SELLI R., VAI G.B. & ZIRPOLI G. (1971). *Note illustrative della Carta Geologica d'Italia, Fogli 4C-13 (M. Cavallino - Ampezzo)*. Servizio Geologico d'Italia, pp.108, Roma.
- BRESSAN G., BRAGATO L.P. & VENTURINI C. (2003) - *Stress and strain tensors based on focal mechanisms in the seismotectonic framework of the Friuli-Venezia Giulia region (Northeastern Italy)*. Bull. Seismol. Soc. America, **93**(3): 1280-1297, Los Alamos.
- BRESSAN G., SNIDARCIG A. & VENTURINI C. (1998) - *Present state of stress in the eastern Southern Alps*. Tectonophysics, **292**: 211-227, Amsterdam.

- BUCUR J. (1999) - *Stratigraphic significance of some skeletal algae (Dasycladales, Caulerpales) of the Phanerozoic*. In: A. FARINACCI & A.R. LORD (Eds.): *Depositional episode and bioevents*. Paleopelagos, Spec.Public., **2**: 6-37, Roma.
- BURRATO P.F., POLI M.E., VANNOLI P., ZANFERRARI A., BASILI R., GALADINI F. (2008) - *Sources of Mw 5+ earthquakes in northeastern Italy and western Slovenia: an updated view based on geological and seismological evidence*. *Tectonophysics*, **453**: 157-176, Amsterdam.
- BUSER S. (1989) - *Development of the Dinaric and Julian carbonate platforms and of the intermediate Slovenian basin*. *Mem. Soc. Geol. It.*, **40** (1987): 313-320, Roma.
- CALDERONI G. & PETRONE V. (1992) - *Department of Earth Sciences at the University of Rome, Radiocarbon dates I*. *Radiocarbon*, **34**: 105-113, Tucson.
- CALDERONI G. & TURI B. (1998) - *Major constraints on the use of radiocarbon dating for tephrochronology*. *Quaternary International*, **47/48**: 153-159, Amsterdam.
- CALORE C., DELLA VEDOVA B., GRASSI S., MARSON I., NICOLICH R. & SQUARCI P. (1995) - *A hydrothermal system along the coastal area of Friuli-Venezia Giulia region (NE Italy)*. *Proceedings of the World Geothermal Congress*, Vol 2: 1269-1274, Firenze.
- CAMASSI R. & STUCCHI M. (1998) - *NT4.1, un catalogo parametrico di terremoti di area italiana al di sopra della soglia del danno*. <http://emidius.mi.ingv.it/NT/>
- CAMPBELL C.V. (1967) - *Lamina, laminaset bed and bedset*. *Sedimentology*, **8**: 7-26.
- CAPUTO R., POLI M.E. & ZANFERRARI A. (2003) - *Neogene-Quaternary twist tectonics in the eastern Southern Alps. Italy*. *Mem. Sci. Geol.*, **54**: 155-158, Padova.
- CARNIEL A. (1999) - *Acque di falda: indagine sulla situazione nel pordenonese*. *Az. Serv. San. n°6 friuli Occidentale*, Booksei, **3**: 86 pp., Pordenone.
- CAROBENE L., CARULLI G.B. & VAIA F. (1981) - *Foglio 25 Udine*. In: A. CASTELLARIN (Ed.): «*Carta tettonica delle Alpi Meridionali (alla scala 1:200.000)*». CNR, P.F. Geodinamica, **441**: 39-45, Bologna.
- CARRARO F. & PETRUCCI F. (1977) - *Geologia dei depositi superficiali: anfiteatro morenico*. In: B. MARTINIS (Ed.): *Studio geologico dell'area maggiormente colpita dal terremoto friulano del 1976*. *Riv. It. Paleont. Strat.*, **82**: 193-393, Milano.
- CARRARO F. & PETRUCCI F. (1982) - *Tentative assessment of the deformation of a morainic amphitheatre: the Tagliamento Amphitheatre (Italy)*. *Z. Geomorph.N.F.*, **26**: 331-341, Berlin.
- CARULLI G.B. (1971) - *Le rocce, i minerali e le pietre utili*. In: CERRONI CADORESI D. & RUSSO C. (Eds), *Enciclopedia monografica del Friuli-Venezia Giulia*. Ist. per l'Enciclopedia del FVG, vol. I: 197-266, Udine
- CARULLI G.B., CAROBENE L., CAVALLIN A., MARTINIS B. & ONOFRI R. (1980) - *Evoluzione strutturale plio-quadernaria del Friuli e della Venezia Giulia*. CNR, P.F. Geodinamica, **356**: 489-545, Roma.
- CARULLI G.B., COZZI A., LONGO SALVADOR G., PERNARCIC E., PODDA F. & PONTON M. (2000a) - *Geologia delle Prealpi Carniche*. *Pubbl. n. 44*, Ed. Museo Friulano St. Nat., Udine.
- CARULLI G.B., COZZI A., MASETTI D., PERNARCIC E., PODDA F. & PONTON M. (2003) - *Middle Triassic-Early Jurassic extensional tectonics in the Carnian Prealps (eastern Southern Alps, NE Italy)*. *Mem. Sci. Geol.*, **54**: 151-154, Padova.
- CARULLI G.B., FANTONI R., MASETTI D., PONTON M., TRINCIANTI E., TROMBETTA G.L. & VENTURINI S. (1998) - *Analisi di facies e proposta di revisione stratigrafica del Triassico superiore del Sudalpino orientale*. *Atti Ticinensi Sci. Terra, ser. spec.*, **7**: 159-183, Pavia.
- CARULLI G.B., LONGO SALVADOR G. & PONTON M. (2000b) - *Le unità ladino-carniche nella Carnia centro-occidentale*. *Ann. Univ. Ferrara, Sci. Terra*, **5** (suppl.): 75-84, Ferrara.
- CASADORO G., CASTIGLIONI G.B., CORONA E., MASSARI F., PAGANELLI A., TEREZIANI F. & TONIELLO V. (1976) - *Un deposito tardowürmiano con tronchi subfossili alle Fornaci di Revine (Treviso)*. *Boll. Comit. Glaciol. It.*, **24**: 22-63, Torino.
- CASTELLARIN A. (Ed.) (1981) - *Carta tettonica delle Alpi Meridionali alla scala 1:200.000*. CNR, P.F. Geodinamica, **441**, Bologna.
- CASTELLARIN A. & CANTELLI L. (2000) - *Neo-Alpine evolution of the Southern Eastern Alps*. *J. Geodynamics*, **30**: 251-274, Oxford.
- CASTELLARIN A., CANTELLI L., FESCE A.M., MERCIER J.L., PICOTTI V., PINI G.A., PROSSER G. & SELLI

- L. (1992) - *Alpine compressional tectonics in the Southern Alps. Relationships with the N-Apennines*. *Annales Tectonicae*, **6**: 62-94, Firenze.
- CASTELLARIN A., NICOLICH R., FANTONI R., CANTELLI L., SELLA M. & SELLI L. (2006) - *Structure of the lithosphere beneath the Eastern Alps (southern sector of the TRANSALP transect)*. *Tectonophysics*, **414**: 259-282, Amsterdam.
- CASTIGLIONI G.B. (Ed.) (1997) - *Carta Geomorfologica della Pianura Padana (Foglio 3)*. Ed. S.EL.CA., Firenze.
- CASTIGLIONI G.B. (2004) - *Quaternary glaciations in the eastern sector of the Italian Alps*. In: J. ELHERS & P.L. GIBBARD (Eds.), *Quaternary Glaciations - Extent and Chronology? Part I: Europe*. Elsevier: 209-215, Amsterdam.
- CATANI G. & TUNIS G. (2000) - *Caratteristiche sedimentologiche dei megabanconi carbonatici paleogenici del Bacino Giulio (Valli del Natisone, Friuli orientale)*. *Studi Trentini Sci. Nat. - Acta Geologica*, **77**: 81-102, Trento.
- CATI A., FICHERA R. & CAPPELLI V. (1989a) - *Northeastern Italy. Integrated processing of geophysical and geological data*. *Mem. Soc. Geol. It.*, **40**: 273-288, Roma.
- CATI A., SARTORIO D. & VENTURINI S. (1989b) - *Carbonate platform in the subsurface of the Northern Adriatic area*. *Mem. Soc. Geol. It.*, **40**: 295-308, Roma.
- CAVALLIN A. & MARTINIS B. (1981) - *Elementi geologici utilizzabili per zonazione sismica: l'esempio in un'area del Comune di Ragogna (Friuli)*. *Rend. Soc. Geol. It.*, **4**: 613-616, Roma.
- CAVALLIN A., LAUZI S., MARCHETTI M. & PADOVAN N. (1987) - *Carta geomorfologica della Pianura Friulana ad est del F. Tagliamento e a sud dell'anfiteatro morenico*. *Att. Riunione Ricercatori Geol.*, Milano.
- CHIOCCHINI M., FARINACCI A., MANCINELLI A., MOLINARI V. & POTETTI M. (1994) - *Biostratigrafia a foraminiferi, dasicladali e calpionelle delle successioni carbonatiche mesozoiche dell'Appennino centrale (Italia)*. In: A. MANCINELLI (Ed.), *Biostratigrafia dell'Italia centrale*. *Studi Geologici Camerti*, vol. spec. 1994, 9-128, Camerino.
- COLLS E. E., STOKES S., BLUM M. D. & STRAFFIN E. (2001) - *Age limits on the late Quaternary evolution of the upper Loire River*. *Quaternary Science Reviews*, **20**: 743-750, Amsterdam.
- COMEL A. (1938) - *L'alta e media pianura del Friuli Occidentale tra Tagliamento e Livenza*. *Annali Staz. Chim. Agr. Sperim. Udine*, s. 3, **4**: 1-188, Udine.
- COMEL A. (1939) - *I terreni dell'anfiteatro morenico del Tagliamento e dell'alta-media pianura del Friuli centro-orientale*. *Annali Staz. Chim. Agr. Sperim. Udine*, s. 3, **6**: 1-89, Udine.
- COMEL A. (1955) - *Monografia sui terreni della pianura friulana. II. Genesi della pianura centrale connessa all'antico sistema fluvioglaciale del Tagliamento*. *N. Ann. Ist. Chim. Agr. Sperim. Gorizia*, **6**: 216 pp., Gorizia.
- COMEL A. (1956) - *Monografia sui terreni della pianura friulana. III. Genesi della pianura occidentale costruita dal Meduna, dal Cellina e da corsi d'acqua minori*. *N. Ann. Ist. Chim. Agr. Sperim. Gorizia*, **7**: 94 pp.
- COMEL A. (1957) - *Monografia sui terreni della pianura friulana. IV. I terreni agrari e i terreni climatici*. *N. Ann. Ist. Chim. Agr. Sperim. Gorizia*, **8**: 276 pp., Gorizia.
- COMEL A. (1968) - *Studi sul ferretto*. *N. Studi Staz. Chim. Agr. Sperim. Udine*, **94**: 1-111, Udine.
- COMEL A. & FERASIN (1956) - *Carta Geologica delle Tre Venezie, Foglio 39 "Pordenone"*. Uff. Idrogr. Magistrato alle Acque di Venezia.
- COMEL A., NASSIMBENI P. & NAZZI P. (1982) - *Carta pedologica della pianura friulana e del connesso anfiteatro morenico del Tagliamento*. *Pubbl. Regione A. Friuli-Venezia Giulia*, Dir. Reg. Pianificazione Bilancio, Centro reg. sperimentazione agraria: 59 pp., Udine.
- CONSORZIO BONIFICA LEDRA-TAGLIAMENTO (1982) - *Studio per la determinazione del bilancio idrologico dell'alta pianura friulana compresa tra i fiumi Isonzo e Tagliamento*. *Regione A. Friuli-Venezia Giulia*, Direz. LL.PP., 140 pp.
- CORSI M. (1969) - *I movimenti franosi nel Friuli - Venezia Giulia*. *Atti Conv. "Opere di prevenzione e soccorso nelle calamità naturali"*, S. Daniele del Friuli, 18 ottobre 1969, 30 pp., Tip. Sociale, Gorizia.
- COUSIN M. (1981) - *Les rapports Alpes-Dinarides - Les confins de l'Italie et de la Yougoslavie*. *Soc. Géol. du Nord*, **1**: 1-521; **2**: 1-521, Villeneuve d'Asq.

- CROCE D. & VAIA F. (1985) - *Aspetti geomorfologici dell'anfiteatro tilaventino (Friuli)*. Gortania-Atti Museo Friulano St. Nat., 7: 5-36, Udine.
- CUCCHI F., GIORGETTI F., GEMITI F., MASSARI G. & OBERTI S. (1998) - *Caratterizzazione geochimica delle falde acquifere della Pianura Friulana*. C.N.R.-G.N.D.C.I., Pubbl. n. 1955, LR4, Atti Giornata Mondiale dell'Acqua "Acque sotterranee: Risorsa invisibile": 61-71, Roma.
- CUVILLIER J., FOURY G. & PIGNATTI MORANO (1968) - *Foraminifères nouveaux du Jurassique supérieur du Val Cellina (Frioul Occidental, Italie)*. Geologica Romana, 7: 141-156, Roma.
- DAINELLI G. (1910) - *L'Eocene nel Friuli occidentale*. Boll. Soc. Geol. It., 29: 22 pp., Roma.
- DAINELLI G. (1915) - *L'Eocene Friulano. Monografia geologica e paleontologica*. Mem. Geografiche, 1: 721 pp., Firenze.
- DAINELLI G. (1921) - *La struttura delle Prealpi Friulane*. Ed. Le Memorie geografiche: 218 pp.
- DAL PIAZ G. & TREVISAN L. (1956) - *Lexique stratigraphique international*. Vol. I Europe, Fasc. 11, Italia. "Congr. Géol. Intern. - Comm. de Strat.": 186 pp., Ed. C.N.R.S., Paris.
- DAL PRÀ A. & ANTONELLI R. (1979) - *Indagini geologico-tecniche sul sottosuolo della pianura alluvionale dei torrenti Cellina e Meduna (Pordenone)*. St. Trent. Sc. Nat., 56: 101-112, Trento.
- DE CASTRO P. (1991) - *Jurassic*. In: 5th Int. Symp. on Fossil Algae. Capri, 7-12 april 1991. Field-Trip Guide book, 12-18.
- DE CASTRO P. (1997) - *Introduzione allo studio in sezione sottile delle Dasycladali fossili. - An approach to thin-section study of fossil Dasycladales*. - Quad. Accad. pontaniana, 22: 216 pp.
- DE CELLES P.G., GRAY M.B., RIDGWAY K.D., COLE R.B., PIVNIK D.A., PEQUERA N. & SRIVASTAVA P. (1991) - *Controls on synorogenic alluvial-fan architecture, Beartooth Conglomerate (Paleocene), Wyoming and Montana*. Sedimentology, 38: 567-590.
- DELOFFRE R. & GÉNOT P. (1982) - *Les algues dasycladales du Cénozoïque*. Bull. Centres Rech. Explor.- Prod. Elf-Aquitaine, mém. 4: 1-247, Pau.
- DI GIULIO A., FANTONI R., ZANFERRARI A., MANCIN N., TOSCANI G., PICOTTI V., BARBIERI C., ALBERTINI C. & MARCHESINI A. (in stampa) - *Cenozoic architecture of the Venetian-Friulian Basin (NE Italy)*. Boll. Soc. Geol. It., Roma.
- DI.S.G.A.M. (2003) - *La carta della vulnerabilità intrinseca delle falde contenute nelle aree di pianura della Provincia di Udine*. Provincia di Udine - Area Ambiente, 60 pp., Udine.
- DOGLIONI C. & BOSELLINI A. (1987) - *Eoalpine and mesoalpine tectonics in the Southern Alps*. Geol. Rundsch., 76: 735-754, Berlin/Heidelberg.
- DULLER G.A.T. (2004) - *Luminescence dating of Quaternary sediments: recent advances*. J. Quaternary Sci., 19 (2): 183-192, London.
- DULLER G.A.T., BOTTER-JENSEN L. & MURRAY A.S. (2000) - *Optical dating of single sand-sized grains of quartz: sources of variability*. Radiation Measurements, 32: 453-457, Amsterdam.
- FANTONI R., CATELLANI D., MERLINI S., ROGLEDI S. & VENTURINI S. (2002) - *La registrazione degli eventi deformativi cenozoici nell'avampaese Veneto-Friulano*. Mem. Soc. Geol., 57: 301-313, Roma.
- FAO (1998) - *World Reference Base for Soil Resources*. World Soil Resources Report n. 84: 109 pp., FAO, Roma.
- FERUGLIO E. (1920) - *I terrazzi della pianura pedemorenica friulana*. Uff. Idrogr. R. Magistrato Acque Venezia, 107: 94 pp., Venezia.
- FERUGLIO E. (1925a) - *Carta geologica delle Tre Venezie. Foglio 25 Udine*. Uff. Idrogr. R. Magistrato Acque Venezia. Venezia.
- FERUGLIO E. (1925b) - *Le Prealpi fra l'Isonzo e l'Arzino*. Boll. Ass. Agr. Friul., Udine, serie 7, 39-40: 1-301, Udine.
- FERUGLIO E. (1925c) - *La zona delle risorgive del basso Friuli tra il Tagliamento e la Torre. Parte I: descrizione geologica e idrologica*. Ann. Stazione Chim. Agr. Sperim., Udine, 3 (1): 1-343, Udine.
- FERUGLIO E. (1929a) - *Nuove ricerche sul Quaternario del Friuli*. Giorn. Geol., s. 2, 4: 1-36, Bologna.
- FERUGLIO E. (1929b) - *Note illustrative della Carta geologica delle Tre Venezie: Foglio "Udine"*. Uff. Idrogr. R. Magistrato Acque Venezia, 77 pp., Venezia.
- FLECKER R. & ELLAM R.M. (1999) - *Distinguishing climatic and tectonic signals in the sedimentary successions of marginal basins using Sr isotopes: an example from the Messinian salinity crisis, Eastern Mediterranean*. Journal of the Geological Society, 156: 847-854, London.

- FODOR L., JELEN B., MARTON E., SKABERNE D., CAR J. & VRABEC M. (1998) - *Miocene-Pliocene tectonic evolution of the Slovenian Periadriatic fault: implication for Alpine-Carpathian extrusion model*. Tectonics, **17/5**: 690-709, Washington.
- FRASCARI F. & ZANFERRARI A. (1977) - *Geologia delle formazioni pre-quadernarie*. In: MARTINIS B. (Ed.): *Studio geologico dell'area maggiormente colpita dal terremoto friulano del 1976*. Riv. Ital. Paleont. Strat., **83**: 237-262, Milano.
- FUCHS M., STRAUB J. & ZÖLLER L. (2005) - *Residual luminescence signals of recent river flood sediments: A comparison between quartz and feldspar of fine- and coarse-grain sediments*. Ancient TL, **23**: 25-30, Aberystwyth.
- FULLER I.C., WINTLE A.G. & DULLER G.A.T. (1994) - *Test of partial bleach methodology as applied to the infrared stimulated luminescence of an alluvial sediment from the Danube*. Quat. Sc. Rev., **13**: 539-543.
- FUTTERER K. (1893) - *Die Gleiderung der oberen Kreide in Friaul*. Sitzungsberichte Akad. Wissenschaften zu Berlin, **40**: 1-32, Berlin.
- GALADINI F., POLI M.E. & ZANFERRARI A. (2005) - *Seismogenic sources potentially responsible for earthquakes with $M \geq 6$ in the eastern Southern Alps (Thiene-Udine sector, NE Italy)*. Geoph. J. Int., **161**: 739-762, Oxford.
- GELATI R. (1969) - *Nuove osservazioni sulla successione miocenica affiorante sul Torrente Meduna in provincia di Pordenone*. Riv. It. Paleont. Strat., **75**: 165-182, Milano.
- GHETTI S. (1989) - *Chemical features of a platform to basin carbonate succession (Late Jurassic-Eocene, Friulian Alps, Northern Italy)*. Studi Trentini Sci. Nat., **65**: 141-160, Trento.
- GNACCOLINI M. & MATAVELLI L. (1969) - *Esempi di sedimentazione ciclica nella zona interna del complesso di scogliera Barcis-Cansiglio*. Riv. It. Paleont. Stratigr., **75/2**: 343-362, Milano.
- GORTANI M. & DESIO A. (1927) - *Note illustrative della Carta geologica delle Tre Venezie. Foglio "Pontebba"*. Uff. Idrogr. R. Magistr. Acque Venezia, 86 pp., Padova.
- GORTANI M. (1959) - *Carta della glaciazione würmiana in Friuli*. Rend. Atti Acc. Sci., Ist. Bologna, s. 11, **6**: 1-11, Bologna.
- GRADSTEIN F., OGG J. & SMITH A. (Eds.) (2004) - *A Geologic Time Scale*. 589 pp., Cambridge University Press, Cambridge.
- GRANDESSO P. & STEFANI C. (1990) - *Volcanic contributions to sedimentation in Upper Burdigalian - Lower Langhian sediments of the Venetian molassic basin*. Riv. It. Paleont. Strat., **96**: 337-350, Milano.
- GRANDESSO P., VERGERIO P.P. & VILLA I. (2000) - *Stratigrafia ad isotopi stabili dello Stronzio nel Conglomerato del Montello (Miocene superiore) dell'area friulana*. 80° Riunione Estiva Soc. Geol. It., Trieste, settembre 2000, 270-272 pp.
- GRANIER B. & DELOFFRE R. (1993) - *Inventaire critique des Algues dasycladales fossiles. II° partie: Les algues dasycladales du Jurassique et du Crétacé*. Revue Paleobiologie, **12/1**: 19-65, Ginevra.
- HAUER F. (1858) - *Ein geologischer Durchschnitt der Alpen von Passau bis Duino*. Sitz. Ber. k.k. Akad. D. Wissensch. Wien, **15**.
- HOWARTH R.J. & MCARTHUR J.M. (1997) - *Statistics for strontium isotope stratigraphy: a robust LOWESS fit to the marine strontium isotope curve for the period 0 to 206 Ma, with look-up table for the derivation of numerical age*. J. Geol., **105**: 441-456, Chicago.
- HOWARTH R.J. & MCARTHUR J.M. (1999) - *Look-up Table Version 3:10/99*".
- HUNTLEY D.J. & BARIL M.R. (1997) - *The K content of the K-feldspars being in measured in optical and thermoluminescence dating*. Ancient TL, **15**: 11-13, Aberystwyth.
- HUNTLEY D.J. & LAMOTHE M. (2001) - *Ubiquity of anomalous fading in K-feldspars and the measurement and correction for it in optical dating*. Can. J. Earth Sci., **38**: 1093-1106, Ottawa.
- IACCARINO S. & ROVERI E. (1964) - *Sull'età della scaglia nella media valle dell'Arzino in destra Tagliamento (Udine)*. Boll. Soc. Geol. It., **83**: 3-20, Roma.
- ISSC (1994) - *International Stratigraphic Guide*, pp. 214, Trondheim, Norway & Boulder, Colorado.
- JONES C.E., JENKYN H.C. & HESSELBO S.P. (1994a) - *Strontium isotopes in Early Jurassic seawater*. Geochimica et Cosmochimica Acta, **58**: 1285-1301, Amsterdam.
- JONES C.E., JENKYN H.C., COE A.L. & HESSELBO S.P. (1994b) - *Sr-isotopic variations in Jurassic and Cretaceous seawater*. Geochimica et Cosmochimica Acta, **58**: 3061-3074, Amsterdam.

- KRBETSCHKE M.R., GÖTZE J., DIETRICH A. & TRAUTMANN T. (1997) - *Spectral information from minerals relevant for luminescence dating*. Radiation Measurements, **27**: 695-748, Amsterdam.
- LÄUFER A., LOESCHKE J. & VIANDEN B. (1993) - *Die Dimon-Serie der Karnischen Alpen (Italien) - Stratigraphie, Petrographie und geodynamische Interpretation*. Jb. Geol. B.-A., **136**/1: 137-162, Wien.
- LOEBLICH A.R.JR. & TAPPAN H. (1987) - *Foraminiferal genera and their classification*. Van Nostrand Reinhold Company. 970 pp., New York.
- LUCHINI L. (1975) - *Come lle due frazioni di Rauscedo e Domanins si sono difese dalle furie del torrente Meduna*. Itinerari, **29** (2): 59-66.
- MANCA B. & ZENNARO P. (1992) - *Studio idrologico della Pianura Friulana in Destra Tagliamento*. OGS, REL/92-23/OGA-8:199 pp., Trieste.
- MANCIN N., COBIANCHI M., VENTURA M. & CATELLANI D. (2005) - *Bio-chronostratigraphical constraints in geohistory analysis: data from ENI wells of the Venetian-Friuli area (Late Paleocene-Early Pleistocene)*. Geoph. Research Abstract, **7**, EGU05-A-06632, Wien.
- MARTIN E.E., SHACKLETON N.J., ZACHOS J.C. & FLOWER B.P. (1999) - *Orbitally-tuned Sr isotope chemostratigraphy for the late middle to late Miocene*. Paleoceanography, **14**: 74-83, Washington.
- MARTINI E. (1971) - *Standard Tertiary and Quaternary calcareous nannoplankton zonation*. In: A. FARINACCI (Ed.): *Proceedings of the Second Planktonic Conference*, Roma 1970, 739-785, Tecnoscienza, Roma.
- MARTINIS B. (Ed.) (1977) - *Carta geologica dell'area maggiormente colpita dal terremoto friulano del 1976*. Riv. Ital. Paleont. Strat., **83** (2), Milano.
- MARTINIS B. (1979) - *La struttura del M. Jouf: un nuovo elemento sovrascorso delle Prealpi Carniche*. Acc. Naz. Lincei, **65** (fasc. 6/ serie VIII): 313-318, Roma.
- MASSARI F. (1990) - *The foredeeps of the Northern Adriatic margin: evidence of diachroneity in deformation of the Southern Alps*. Riv. It. Paleont. Strat., **96**: 351-380, Milano.
- MASSARI F., GRANDESSO P., STEFANI C. & JOBSTRAIBIZER P.G. (1986a) - *A small polyhistory foreland basin evolving in a context of oblique convergence: the Venetian basin (Chattian to Recent, Southern Alps, Italy)*. In: P. ALLEN & P. HOMEWOOD (Eds.): *Foreland Basins*. Spec. Publ. Int. Ass. Sediment., **8**: 141-168, Blackwell Scientific Publ., Oxford.
- MASSARI F., GRANDESSO P., STEFANI C. & ZANFERRARI A. (1986b) - *The Oligo-Miocene Molasse of the Veneto-Friuli region, Southern Alps*. Giorn. Geol., **48**: 235-255, Bologna.
- MEJDAHL V. (1979) - *Thermoluminescence dating: beta-dose attenuation in quartz grains*. Archaeometry, **21**: 61-72, Oxford.
- MELETTI C. & VALENSISE G. (Eds.) (2004) - *Zonazione sismogenetica ZS9*. Gruppo di lavoro per la redazione della mappa di pericolosità sismica (ordinanza PCM 20.03.03 n. 3274) - *Appendice 2 al Rapporto Conclusivo*. <http://zonesismiche.mi.ingv.it/documenti/App2.pdf>
- MELLERE D., STEFANI C. & ANGEVINE C. (2000) - *Polyphase tectonics through subsidence analysis: the Oligo-Miocene Venetian and Friuli Basin, north-east Italy*. Basin Res., **12**: 159-182, Oxford.
- MERLINI S., DOGLIONI C., FANTONI R. & PONTON M. (2002) - *Analisi strutturale lungo un profilo geologico tra la linea Fella Sava e l'avampaese adriatico (Friuli-Venezia Giulia - Italia)*. Mem. Soc. Geol. It., **57**: 293-300, Roma.
- MIALL A.D. (1996) - *The Geology of Fluvial Deposits*. Springer-Verlag, Berlin - Heidelberg.
- MICHELUTTI G., ZANOLLA S. & BARBIERI S. (2003) - *Suoli e Paesaggi del Friuli-Venezia Giulia, 1. Pianura e colline del pordenonese*. 510 pp., ERSA - Friuli-Venezia Giulia, Servizio della sperimentazione agraria, Ufficio del suolo. Pozzuolo del Friuli (UD).
- MONACHESI G. & STUCCHI M. (1998) - *DOM 4.1 an intensity database of damaging earthquakes in the Italian area*. <http://emidius.mi.ingv.it/DOM/home.html>.
- MONEGATO G. (2006) - *Le successioni continentali conglomeratiche messiniano-pleistoceniche nel bacino del Fiume Tagliamento*. Tesi di Dottorato in Scienze della Terra, Università degli Studi di Padova, 160 pp.
- MONEGATO G., RAVAZZI C., DONEGANA M., PINI R., CALDERONI G. & WICK L. (2007) - *Evidence of a two fold glacial advance during the Last Glacial Maximum in the Tagliamento end moraine system (eastern Alps)*. Quat. Res.
- MONTANARI A., BEAUDOIN B., CHAN L., COCCIONI R., DEINO A., DE PAOLO D.J., EMMANUEL L.,

- FORNACIARI E.S., KRUGE M., LUNDBLAD S., MOZZATO C., PORTIER E., RENARD M., RIO D., SANDRONI P. & STANKIEWICZ A. (1997) - *Integrated stratigraphy of the middle to upper Miocene pelagic sequence of the Cònero Riviera (Ancona, Italy)*. In: MONTANARI, A. et alii, (Eds.), *Miocene stratigraphy: An integrated approach*. Elsevier, 409-450, Amsterdam.
- MOORE P.D., WEBB J.A. & COLLINSON M.E. (1991) - *Pollen analysis*. pp. 217, Second ed., Blackwell Publ., Oxford.
- MÜLLER D.W. & MUELLER P.A. (1991) - *Origin and age of the Mediterranean Messinian evaporites: implications for Sr isotopes*. Earth and Planetary Science Letters, **107**: 1-12, Amsterdam.
- MÜLLER D.W., MUELLER P.A. & MCKENZIE J.A. (1990) - *Strontium isotopic ratios as fluid tracers in Messinian evaporites of the Tyrrhenian Sea (western Mediterranean Sea)*. In: KASTENS K.A., MASCLE J. et alii (Eds.), Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results, **107**: 603-614.
- MURRAY A.S. & WINTLE A.G. (2000) - *Luminescence dating of quartz using an improved single-aliquot regenerative-dose protocol*. Radiation Measurements, **32**: 57-73, Amsterdam.
- NASC - NORTH AMERICAN COMMISSION ON STRATIGRAPHIC NOMENCLATURE (1983) - *North American Stratigraphic Code*. Bull. Amer. Ass. Petrol. Geologist, **67/5**: 841-875, Tulsa.
- NICOLICH R., DELLA VEDOVA B., GIUSTINIANI M. & FANTONI R. (2004) - *Carta del sottosuolo della Pianura Friulana e Note Illustrative*. 32 pp., 4 tavv., L.A.C., Firenze.
- NIEVO I. (1908) - *L'anfiteatro morenico del Tagliamento e le successive fasi glaciali*. Boll. Soc. Geol. It., **27**: 45-83, Roma.
- OLLEY J.M., CAITCHEON G. & MURRAY A.S. (1998) - *The distribution of apparent dose as determined by optically stimulated luminescence in small aliquots of fluvial quartz: implications for dating young sediments*. Quaternary Geochronology, **17**: 1033-1040.
- PAIERO G. & MONEGATO G. (2003) - *The Pleistocene Evolution of Arzino Alluvial Fan and Western Part of Tagliamento Morainic Amphitheatre (Friuli, NE Italy)*. Il Quaternario - It. J. Quat. Sci., **16/2**: 185-193, Torino.
- PENCK A. & BRÜCKNER E. (1909) - *Die Alpen im Eiszeitalter*. 3 voll., 1199 pp., Tauchnitz, Leipzig.
- PERUZZA L., POLI M.E., REBEZ A., RENNER G., ROGLEDI S., SLEJKO D. & ZANFERRARI A. (2002) - *The 1976 - 1977 seismic sequence in Friuli: new seismotectonic aspects*. Mem. Soc. Geol. It., **57**: 391-400, Roma.
- PICOTTI V., COBIANCHI M., FANTONI R. & MASETTI D. (2003) - *Platform to basin transitions: tectonic control and patterns in the Mesozoic of the eastern Southern Alps*. Mem. Sci. Geol., **54** (2002): 115-118, Roma.
- PIERI M. & GROPPI G. (1981) - *Subsurface geological structure of the Po Plain, Italy*. CNR-Progetto Fin. Geodinamica, **414**: 1-113, Roma.
- PINI R. (2006) - *Stratigrafia pollinica del Pleistocene nel Bacino Padano*. Tesi di Dottorato di Ricerca in Scienze Geologiche e Geotecnologie per l'Ambiente e il Territorio, Univ. Studi Milano - Bicocca, 151 pp.
- PINI R., DONEGANA M. & RAVAZZI C. - *Il sondaggio CARG-FVG S5 Azzano Decimo. Indagine palinostratigrafica*. In: ZANFERRARI A., AVIGLIANO R., FONTANA A., PAIERO G. - (2008b) - *Note illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000. Foglio 086 "San Vito al Tagliamento"*. 190 pp., Graphic Linea, Tavagnacco (UD).
- PLACER L. (1981) - *Geološka zgradba jugozahodne Slovenije. Geologic structure of southwestern Slovenia*. Geologija, **24/1**: 27-60, Ljubljana.
- PODDA F. & PONTON M. (1997) - *Evoluzione paleogeografica e paleostrutturale delle Prealpi Carniche settentrionali al passaggio Trias-Giura*. Atti Ticinesi Sci Terra, **39**: 269-280, Pavia.
- POLI M.E. (1995) - *Evidenze di tettonica a thrust dinarica nelle Prealpi Giulie meridionali (Italia Nord-orientale)*. Atti Ticinesi Sci. Terra, ser. spec., **3** (1994): 99-114, Pavia.
- POLI M.E. (1996) - *Analisi strutturale del Monte di Medea. (Friuli Orientale - Gorizia)*. Atti Ticinesi Sci. Terra, ser. spec., **4** (1995): 103-113, Pavia.
- POLI M.E., PERUZZA L., REBEZ A., RENNER G., SLEJKO D. & ZANFERRARI, A. (2002) - *New seismotectonic evidence from the analysis of the 1976-1977 and 1977-1999 seismicity in Friuli (NE Italy)*. Boll. Geof. Teor. Appl., **43**: 53-78, Trieste.
- PRESCOTT J.R. & HUTTON J.T. (1994) - *Cosmic ray contributions to dose rates for luminescence and ESR*

- dating: Large depths and long-term time variations.* Radiation Measurements, **23**: 487-500.
- PREUSSER F. & KASPER H.U. (2001) - *Comparison of dose rate determination using high-resolution gamma spectrometry and inductively coupled plasma-mass spectrometry.* Ancient TL, **19**: 17-21, Aberystwyth.
- PUNT W. & BLACKMORE S. (Eds.) (1976-1995) - *The Northwest European Pollen Flora*. voll. **1-7**, Elsevier Publ., Amsterdam.
- RATSCHBACHER L., FRISCH W. & LINZER H.G. (1991) - *Lateral extrusion in the eastern Alps, part 2: structural analysis.* Tectonics, **10/2**: 257-271, Washington.
- RAVAZZI C. (2002) - *Late Quaternary history of spruce in southern Europe.* Review Palaeobotany Palynology, **120**: 131-177, Amsterdam.
- REGIONE AUTONOMA FRIULI-VENEZIA GIULIA (1990a) - *Catasto regionale dei pozzi per acqua e delle perforazioni eseguite nelle alluvioni quaternarie e nei depositi sciolti del Friuli - Venezia Giulia*. Pubbl. Regione Aut. Friuli Venezia Giulia, Dir. Reg. Amb., 7 voll., Trieste.
- REGIONE AUTONOMA FRIULI-VENEZIA GIULIA (1990b) - *Piano di sistemazione idraulica del bacino del Corno - Stella*. Rapporto interno a cura di SERTECO S.r.l., Udine.
- ROSSI D., MASETTI D., MANTOVANI F. (1988) - *Carta geologica del territorio friulano compreso tra il Torrente Arzino e il Torrente Meduna*. L.A.C., Firenze.
- SACCO F. (1937) - *Il Glacialismo veneto*. L'Universo, **7**: 1-40, Firenze.
- SAINT-MARC P. (1963) - *Étude géologique de la région de Barcis (Alpes méridionales, province d'Udine, Italie)*. Bull. Soc. géol. de France, **5**: 803-808, Paris.
- SALVINI G. (1969) - *Osservazioni geologiche sui dintorni di Barcis (Prealpi friulane)*. Riv. Ital. Paleont. Strat., **75/1**: 107-121, Milano.
- SARTORIO D. (1986) - *Caprinid patch reef in the Cansiglio inner platform carbonate sequence (Southern Alps): a record of the Earliest Aptian marine transgression*. Riv. It. Paleont. Strat., **92**: 383-400, Milano.
- SARTORIO D. (1989) - *Reef and open episodes on a carbonate platform margin from Malm to Cenomanian: the Cansiglio example (Southern Alps)*. Mem. Soc. Geol. It., **40** (1987): 91-97, Roma.
- SCANDONE P. & STUCCHI M. (2000) - *Zonazione sismogenetica dell'Italia e aree adiacenti - Note a commento sulla zonazione sismogenetica ZS4*. http://emidius.mi.ingv.it/GNDT/ZONE/zone_sismo.html
- SCHMID S.M., FÜGENSCHUH B., KISSLING E. & SCHUSTER R. (2004) - *Tectonic map and overall architecture of the Alpine orogen*. Eclogae geol. Helv., **97**: 93-117, Basel.
- SERAFINI F. & INDRÌ G. (1998) - *I luoghi e i sentieri della storia antica nel Friuli occidentale*. 144 pp., Comune di Pordenone - Assessorato alla Cultura.
- SERRA-KIEL J., HOTTINGER L., CAUS E., DROBNE K., FERRÁNDEZ C., JAUHRI A.K., LESS GY., PAVLOVEC R., PIGNATTI J., SAMSÓ J.M., SCHAUB H., SIREL E., STROUGO A., TAMBAREAU Y., TOSQUELLA J. & ZAKREVSAYA E. (1998) - *Larger foraminiferal biostratigraphy of the Tethyan Paleocene and Eocene*. Bull. Soc. géol. France, **169**, 281-299, Paris.
- ŠIBRAVA V., BOWEN D.Q. & RICHMOND G.M. (Eds.) (1986) - *Quaternary GGlaciation in the northern hemisphere*. Quaternary Sci. Review, **5**: 514 pp., Oxford.
- SLEJKO D., CARRARO F., CARULLI G.B., CASTALDINI D., CAVALLIN A., DOGLIONI C., NICOLICH R., REBEZ G., SEMENZA E. & ZANFERRARI A. (1987) - *Modello sismotettonico dell'Italia nord-orientale*. C.N.R. G.N.D.T. Rend. **1**: 82 pp., 3 tavv., Trieste.
- STEFANI C. (1982) - *Geologia dei dintorni di Fanna e Cavasso Nuovo (Prealpi Carniche)*. Mem. Sci. Geol., **35**: 203-212, Padova.
- STEFANI C. (1984) - *Sedimentologia della molassa delle Prealpi carniche occidentali*. Mem. Sci. Geol., **36**: 427-442, Padova.
- STEFANI C. (1987) - *Composition and provenance of arenites from the Chattian to Messinian clastic wedges of the Venetian foreland basin (Southern Alps, Italy)*. Giorn. Geol., **49**: 155-166, Bologna.
- STEFANINI G. (1911) - *Sulla stratigrafia e sulla tettonica dei terreni miocenici del Friuli*. Pubbl. Off. Idrogr. R. Magistr. Acque, **31**: 32 pp., Venezia.
- STEFANINI G. (1912) *Sull'antica idrografia dei bacini della Meduna e del Colvera in Friuli*. Estr. Riv. Geogr. It., anno XIX, fasc. 2: 1-6, Firenze.

- STEFANINI G. (1915) - *Il Neogene Veneto*. Mem. Ist. Geol. Mineral. R. Univ. Padova, **3**: 340-624, Padova.
- STEFANINI S. (1972) - *Le acque freatiche fra il Fiume Livenza ed il Torrente Torre (Friuli-Venezia Giulia)*. Mem. Soc. Geol. It., **11**: 343-365, Roma.
- STEFANINI S. (1978) - *La falda freatica nell'alta pianura friulana*. C.N.R. - Quaderni Ist. Ric. Acque, **34** (14): 343-361, Modena.
- STEFANINI S. (1986) - *Litostratigrafie e caratteristiche idrologiche di pozzi della pianura friulana, dell'anfiteatro morenico del Tagliamento e del campo di Osoppo e Gemona*. Pubbl. Univ. St. Trieste, Ist. Geol. Paleont., 705 pp., 5 tavv., Trieste.
- STEFANINI S. & CUCCHI F. (1977) - *Le ghiaie nel sottosuolo della pianura veneta ad oriente del F. Piave*. C.N.R., Quaderni Ist. Ric. Acque, **34/3**: 67-79, Modena.
- STEFANINI S. & GIORGETTI F. (1996) - *I potenziali inquinamenti delle acque freatiche dell'alta pianura friulana ad opera delle discariche*. C.N.R.-G.N.D.C.I., Pubbl. n. 1376, LR4, 42 pp., 3 tavv., Di.S.G.A.M., Trieste.
- STEFANINI S. & KOBEC O. (1978) - *Caratteristiche idrogeologiche e chimiche della falda freatica nell'anfiteatro morenico del Tagliamento*. C.N.R., Quaderni Ist. Ric. Acque, **34/8**: 203-221, Modena.
- STEFANINI S. & VAIA F. (1977) *Caratteristiche morfologiche ed idrologiche della pianura pordenonese*. In: "Magredi e risorgive nel Friuli Occidentale": Atti 1° Conv. Studi Terr. Prov. PN: 17-26, Pordenone.
- STUIVER M. & POLACH H. (1977) - *Discussion: reporting of ¹⁴C data*. Radiocarbon, **19/3**: 355-363, Tucson.
- STUIVER M. & REIMER P.J. (1993) - *Radiocarbon calibration Program*. Radiocarbon, **35**: 215-230 ed aggiornamento *Radiocarbon calibration Program 1999 Rev. 4.1.2*, Tucson.
- SWINBURNE N.H.M. & NOACCO A. (1993) - *The platform carbonates of Monte Jof, Maniago, and the Cretaceous stratigraphy of the Italian Carnian Prealps*. Geologica Croatica, **46/1**: 25-40, Zagreb.
- TARAMELLI T. (1871) - *Sulla formazione eocenica del Friuli*. Atti Accad. Udine, **1**: 25-65, Udine.
- TARAMELLI T. (1875) - *Dei terreni morenici e alluvionali del Friuli*. Ann. R. Ist. Tecn. Udine, **8**: 1-91, Udine.
- TARAMELLI T. (1881a) - *Carta geologica del Friuli*. Ed. Fusi, Pavia.
- TARAMELLI T. (1881b) - *Spiegazione della carta geologica del Friuli (provincia di Udine)*. Ed. Fusi, Pavia.
- TELLINI A. (1892) - *Descrizione geologica della tavoletta "Majano"*. In Alto, **3**: 18-25, 44-48, 76-81, Udine.
- TOUMARKINE M. & LUTERBACHER H. (1985) - *Paleocene and Eocene planktonic foraminifera*. In: H.M. BOLLI, J.B. SAUNDERS & K. PERCH-NIELSEN (Eds.): *Plankton Stratigraphy*, Cambridge University Press, 87-154, Cambridge.
- TUNIS G. & UCHMAN A. (1996) - *Trace fossils and facies changes in Cretaceous-Eocene flysch deposits of the Julian Prealps (Italy and Slovenia): consequences of regional and world-wide changes*. Ichnos, **4**: 169-190, Abingdon.
- TUNIS G. & VENTURINI S. (1992) - *Evolution of the southern margin of the Julian Basin with emphasis on the megabeds and turbidites sequence of the southern Julian Prealps (NE Italy)*. Geologica Croatica, **45**: 127-150, Zagreb.
- U.S.L. n. 11 & REGIONE AUTONOMA FRIULI-VENEZIA GIULIA (1990) - *Episodio di inquinamento da solventi clorurati delle falde della medio-alta pianura pordenonese*. Pordenone, maggio 1990. Settore Igiene Pubbl. - PMP PN, Getas s.r.l., Pisa.
- VAI G.B., VENTURINI C., G.B. CARULLI & ZANFERRARI A. (Eds.) (2002) - *Alpi e Prealpi Carniche e Giulie, Friuli-Venezia Giulia*. Soc. Geol. It., Guide Geologiche Regionali, pp. 390, BE-MA Ed., Milano.
- VAN GEEL B. (1978) - *A palaeoecological study of Holocene peat bog sections in Germany and The Netherlands, based on the analysis of pollen, spores and macro- and microremains of fungi, algae, cormophytes and animal*. Rev. Palaeobotany Palynology, **25**: 1-120.
- VENTURINI C. (1988) - *L'anfiteatro morenico del Tagliamento: evidenze di archi würmiani sepolti nelle alluvioni dell'alta pianura friulana e relative implicazioni glaciali e neotettoniche*. Gortania - Atti Museo Friulano St. Nat., **10**: 65-80, Udine.

- VENTURINI C. (1990) - *Geologia delle Alpi Carniche centro-orientali*. Museo Friulano St. Nat. Udine, pubbl. **36**, 220 pp., Udine.
- VENTURINI C. (2002) - *I depositi del Quaternario: Valli alpine e prealpine*. IN: G.B. VAI, C. VENTURINI, G.B. CARULLI & A. ZANFERRARI (Eds.): *Alpi e Prealpi Carniche e Giulie. Friuli-Venezia Giulia*. Soc. Geol. It., Guide Geologiche Regionali, BE-MA editrice, Milano.
- VENTURINI C. (2003) - *Il Friuli nel Quaternario: l'evoluzione del territorio*. IN: G. MUSCIO (Ed.): «*Glacies*». Comune di Udine - Mus. Friulano St. Nat., 23-106, Udine.
- VENTURINI C., PONDRELLI M., DELZOTTO S., FONTANA C. & DISCIENZA K. (2002) - *Carta Geologica delle Alpi Carniche*. S.EL.CA., Firenze.
- VENTURINI S. (2002) - *Il pozzo Carnaccio 1: un punto di taratura stratigrafica nella pianura friulana*. Mem. Sci. Geol., **57**: 11-18, Padova.
- VESCOVI E. (2007) - *Long-term population dynamics of major forest trees under strongly changing climatic conditions*. Tesi di Dottorato di Ricerca, Università di Berna e di Milano - Bicocca.
- WALLINGA J. (2002) - *Optically stimulated luminescence dating of fluvial deposits: a review*. Boreas, **31**: 303-322, London.
- WICK L. (2004) - *Full- to late-glacial vegetation and climate changes and evidence of glacial refugia in the south-eastern Alps (Italy)*. XI Int. Palynol. Congr., Granada, July 2004. *Polen*, **14**: 497.
- WINTLE A.G. (1973) - *Anomalous fading of thermoluminescence in mineral samples*. *Nature*, **245**: 143-144, Basingstoke.
- ZANFERRARI A., AVIGLIANO R., MONEGATO G., PAIERO G. & POLI M.E. (2008a) - *Note illustrative della Carta geologica d'Italia alla scala 1:50.000 - Foglio 066 "Udine"*. APAT-Servizio Geologico d'Italia - Regione Autonoma Friuli-Venezia Giulia, 176 pp., Graphiclinea, Tavagnacco, Udine.
- ZANFERRARI A., AVIGLIANO R., FONTANA A. & PAIERO G. (2008b) - *Note illustrative della Carta geologica d'Italia alla scala 1:50.000 - Foglio 086 "S. Vito al Tagliamento"*. APAT-Servizio Geologico d'Italia - Regione Autonoma Friuli-Venezia Giulia, 190 pp., Graphiclinea, Tavagnacco, Udine.
- ZANFERRARI A., BOLLETTINARI G., CARTON A., CARULLI G.B., CASTALDINI D., CAVALLIN A., PANIZZA M., PELLEGRINI G.B., PIANETTI F. & SAURO U. (1982) - *Evoluzione neotettonica dell'Italia Nord-Orientale*. Mem. Sci. Geol., **35**: 355-376, Padova.
- ZANFERRARI A., POLI M.A. & ROGLEDI S. (2003) - *The external thrust-belt of the eastern Southern Alps in Friuli (NE Italy)*. Mem. Sci. Geol., **54** (2002): 154-162, Padova.
- ZENARI S. (1927) - *Carta Geologica delle Tre Venezie, Foglio "Maniago"*. Uff. Idrogr. R. Magistrato Acque Venezia, Venezia.
- ZENARI S. (1929) - *Note illustrative della Carta Geologica delle Tre Venezie, Foglio "Maniago"*. Uff. Idrogr. R. Magistrato Acque Venezia, 102 pp., Padova.

PROGETTO
CARG

EXTENDED ABSTRACT

1. - GEOLOGICAL SETTING AND EVOLUTION

The area of the “Maniago” Sheet is located between the Plio-Quaternary front and the foreland of the Eastern Southalpine Chain (ESC) (Fig. 2). The ESC develops from the Schio-Vicenza fault in the west to the Idrija system located at the boundary between NE Italy and W Slovenia. Towards the north the ESC is disjoined from the Austroalpine nappes by the Periadriatic lineament. The foreland includes almost the whole Veneto-Friuli plain and the Adriatic offshore. The ESC belongs to the Southalpine Chain that is a back thrusting fold-and-thrust system as regard the Alpine chain and is part of the northern sector of the Adriatic microplate.

The thrust sheets of the ESC are arranged with embricate fan geometry and fault propagation folding and fault bend folding are the typical mechanisms of deformation. Activity of the main thrust fronts of the ESC migrated southwards: in the inner part of the ESC, basement slices are present too, whereas the younger more external thrusts are found along the foothills of the mountain range, or buried in the plain, as in the central Friuli plain (Fig. 3). The evolution and present-day structural pattern of the ESC have been strongly controlled by inherited pre-existing structural configuration of the Mesozoic Adriatic passive continental margin, characterized by shallow marine carbonatic platforms and deep basins, separated by NW-SE-trending crustal normal faults. The inherited tectonic structures and paleogeography, influenced the development of lateral ramps along the main fronts, and changes of the geometry of the thrust sheets. Moreover, in the Carnian and Julian regions the ESC thrusts were also geometri-

cally influenced by and partially or totally reused the inherited Paleogene, NW-SE trending thrusts of the W-verging External Dinarides.

The paleogeography of the region definitely took shape during the Middle Jurassic (Fig. 4). It was dominated by the Friulian Carbonate Platform (FCP) where the Sheet totally lays. A basin domain, where the Liassic Belluno and the Upper Norian Carnic Basins and the older (Ladinian) Slovenian Basin have been distinguished, surrounds the FCP clockwise. The Jurassic-Cretaceous evolution caused a FCP overall thickness of roughly 4 km. The Belluno Basin, and probably the Slovenian Basin too, reached the paleobathymetry of 1200-1500 m during the Late Cretaceous.

Cenozoic evolution of the Southalpine area was characterised by two contractional tectonic events linked to the Alpine orogenic cycle.

1.1. - DINARIC EVENT (LATEST CRETACEOUS - MIDDLE-LATE EOCENE)

Both in the central-eastern Friuli region and Carnic area, the Dinaric event was very important, because it determined the extinction of the FCP, the accumulation of a few thousand m of turbidites and a crustal westward shortening of many tens of km. At the beginning of Senonian, became the turbidite sedimentation in the Dinaric foredeep, developed from Slovenian Basin. The foredeep progressively migrated towards WSW and during the Lower Maastrichtian-Lower Eocene a 4 km thick turbidite succession filled the Julian basin. In the prealpine Carnic region during Maastrichtian-Danian time, because of the progressive westward migration of the external Dinaric chain, the PCF emerged as a *peripheral bulge*. The emersion caused the extinction and the erosion of the Friulian Carbonate Platform. Successively between Selandian and Ypresian a significant drowning event followed the emersion of the PCF and almost 1000 m in thickness of emipelagites with carbonate breccias (*scaglia rossa friulana*) and thin distal turbidites (*flysch di Clauzetto*) settled over the died PCF.

The study area was finally reached by the Dinaric front during the Middle-Late Eocene, then uplifted and eroded till the end of the Oligocene.

1.2. - NEOGENE-QUATERNARY EVOLUTION: THE INSUBRIC EVENT AND THE SOUTHAPINE THRUST BELT-FOREDEEP SYSTEM (LATEST OLIGOCENE-HOLOCENE)

Since Latest Oligocene, the indentation of the Adriatic plate below the Alpine system and the synchronous dextral strike-slip movement along the Periadriatic lineament caused the formation of a SSE-verging thrust and fold chain in the eastern Southern Alps. The Miocene-Quaternary tectonic-sedimen-

tary evolution in the study area has been interested by two polyphasic contraction events: 1) Insubric event, from the Latest Oligocene to Langhian; 2) Nealpine event, from the Serravallian to Present.

1) During the Insubric event, the Veneto-Friuli were located in a distal foreland, with a peripheral bulge initially located across the nowadays shore. The topographic load driven by far Alpine uplifts, witnessed by abundance in amphibolite facies metamorphic clasts of the arenites, caused a very weak crustal flexure. The foreland slowly spread towards SSW so that the Aquitanian-Langhian, Cavanella Group terrigenous-carbonate platforms reached the nowadays shoreline only during the Burdigalian, sealing the older Oligocene topography with hundreds of meters thick deposits in the piedmont area and only tens of meters in the area of Udine Sheet. In the study area the Aquitanian-Langhian successions are present only in the subsurface.

2) During Serravallian-Present time span the Eastern Southalpine Chain (ESC) developed in two main compressional phases, with σ_1 ranging from NNW-SSE and NW-SE and N-S.

a) The first one, from the Serravallian to Messinian, is the most important both for the structural effects and for the depocenter created in the Southalpine foredeep: the NW flexure during the Upper Miocene is estimated of 5-6°, with a peripheral bulge located in the nowadays shoreline. In the mapped area the crustal shortening had a NW-SE direction and most of the tectonic structures are N45°-80° E striking. The SE fast migration of the ESC created a foredeep with the depocenter in the eastern Veneto-Friuli plain. The clastic wedge, more than 2,5 km thick, grew thinner quickly towards the Adriatic shoreline (225 m in the Cavanella 1 well; 0 m in the deep wells near Grado, along the shoreline southwards of Udine). Clast petrography rich of carbonate, indicates a proximal source area of Southalpine pertinence. In the mapped area the Serravalian-Messinian succession widely crops out and it is strongly involved in the frontal thrusting of Carnic Prealps. By the deposition of the *conglomerato del Montello* (Upper Tortonian-Lower Messinian) the foredeep was filled and during Pliocene-Quaternary becomes a foreland basin with low subsidence rate.

b) In the study area the Plio-Quaternary evolution is marked by the growth of the thrust-system located at the southern edge of the Carnic Prealps: the most external of which is the Arba-Ragogna thrust. Mesosstructural data on the Upper Messinian-Lower Pleistocene units indicate a tectonic transport toward the S-SSE. Seismic line interpretation evidenced clear effects connected with the Messinian Salinity Crisis all through the which wide erosional processes and a paleodrainage NE-SW striking (paleo-Tagliamento valley), characterised the continental conditions of sedimentation. Pliocene sediments moderately thicken in the footwall of the Arba-Ragogna thrust, and they are identifiable again as a deep depocentre probably representing a Messinian paleodrainage, in the footwall of the Maniago thrust.

2. - THE QUATERNARY EVOLUTION OF THE FRIULIAN UPPER PLAIN

The “Maniago” Sheet is located partially on the active thrusts of the Eastern Southalpine Chain (ESC) and partially in the northeastern sector of its foreland, formed by the plain; this is formed by the sediments carried by the Tagliamento River, the Cellina, Meduna, Arzino and other secondary streams from the erosion of the ESC where the relative catchments develop. The amount of sediments that are moved inside the foreland basin depends by the events inside the catchments (tectonic phases and climatic events). The shape and the extent of the sedimentary bodies in the ESC active front are strongly dependent on its tectonic evolution and weakly by sea-level changes. The reaction of the single catchment to the global climate changes affected the sedimentary processes on the friulian piedmont plain where, at the mouth of the main valleys, polyphasic mostly gravelly alluvial fans have taken place. The deposit succession that makes these depositional systems is not continuous. Not clearly distinguishable erosive surfaces and patches of paleosoils are interbedded at different depths. The latter are preserved by the erosion and are characterised by different weathering degree; their presence and the strong weathering degree of some of them indicate that during the Quaternary the aggradation stopped for a long time in wide part of the piedmont plain. These periods likely matched with global warming periods, when the streams probably had cut the apex and the upstream parts of the fans, transferring downstream their nickpoint and letting the pedogenesis developing on the terraces, like nowadays. The aggradation resumed during the global cooling when, at the same time of the developing of the glaciers in the main mountain groups, there was an increase of debris production and of the flows and the loads of the streams. These firstly backfilled the trenches on the piedmont plain, then they continued the aggradation over the pedogenised surfaces of the terraces. Fan evolution happened for subsequent avulsions of the streams in their apex and intermediate parts.

2.1. - THE EVOLUTION OF THE CENTRAL AND WESTERN FRIULIAN PIEDMONT PLAIN BEFORE THE LGM

The geologic evolution of the area inside the Sheet is well defined since the Last Glacial Maximum (LGM); it becomes uncertain going back in time. The difficulty on depicting the evolution before the LGM could be ascribed to several reasons: the monotony of the sedimentary facies, the lack of chronostratigraphic data, the almost completely burial of the elder Quaternary sediments and the difficulty of the correlations between these and those, deformed and displaced, located along the active front of the ESC. Moreover the reaction of the catch-

ments to the climate changes was not likely isochronous and single; therefore the chronologic correlation among the sedimentary bodies and among the discontinuities of different depositional systems is always affected by an important doubt degree.

In the “Maniago” Sheet, the patches of Plio-quadernary sedimentary bodies of pre-LGM age (*Friuli supersynthem*) are of continental environment and crop out mostly at the mouth of the main valleys, in the hangingwall of the ESC more external thrusts. They are mainly alluvial and locally glacial deposits. The catchment of the Tagliamento River is one of the widest of the southern side of the Alps. Unlike the ones of Cellina, Meduna and Arzino streams, during the global cooling phases the ice tongues that in many times developed inside and reached the piedmont plain, forming moraine systems at their front. The eldest alluvial deposit of this drainage basin (*San Pietro di Ragogna conglomerate*) is made by overlaid or interfingering sedimentary bodies of the Tagliamento and Arzino that crop out near Ragogna. This unit has been ascribed to the upper Pliocene-lower Pleistocene by the palaeobotanic content of the basal lacustrine sediments. This unit, deformed by the activity the Arba-Ragogna thrust, is bounded by a 15° angular unconformity with the *Borgo di Mezzo synthem*, as well deformed.

The succession of alluvial units of the Tagliamento and Arzino, cropping out along the terrace slopes of the Tagliamento riverbeds downstream of Pinzano narrow (Fig. 1 f.t.), suggests that during the Pleistocene the lower segment of the Arzino valley had interacted in different ways with the Tagliamento one. When the Tagliamento River had flown through Pinzano narrow, like nowadays, the Arzino stream flew into it; whereas it had built an its own alluvial fan when the Tagliamento had been flowing eastwards of the Ragogna Hill; as it probably happened during the MIS 5, when the latter flew entrenched from Majano to Fagagna. The remains of the Arzino alluvial fan are the *Borgo di Mezzo synthem* and the *Aonedis synthem*, bounded by a palaeosol that recall the backfilling models of the other alluvial fans. *Plaino synthem* deposits, cropping out near Ragogna, are connected to a Tagliamento glacier advance over the plain before the LGM and wider than this; the relationship between this glacial advance and the skeletal morainic deposits of Ragogna (SF_{VIII}) is not clear.

As regards the evolution of the Cellina alluvial fan, two erosion-aggradation cycles could be distinct at the apex near Ravedis, these happened during Pliocene-middle Pleistocene time. The aggradation phases are related with the gravel deposits of SF_I and SF_{II} that are terraced and that have been deformed by the tectonic activity of the ESC front. In the middle part of the Cellina alluvial fan, the palaeosol at the top of the SF_{III} deposits suggests that the absence of aggradation over an extended period of time before the backfilling occurred at the LGM onset. Ancient alluvial deposits of the Meduna Stream, cemented and uplifted, are also marked at the end of the valley near Del Bianco village, in the

“Tramonti di Sotto” Sheet. Other deposits ascribed to Meduna basin of middle-upper Pleistocene age crop out along the stream trench and in some gravel quarries in the middle part of the alluvial fan (SF_{IV}-SF_V). Particularly the ones cropping out near Mesinis (SF_{IV}) have been deformed by the activity of the Solimbergo thrust. Near Castelnovo hills, between Meduna and Arzino alluvial fans, lacustrine deposits are located; these are characterised by seismic deformations (*Valeriano unit*). These, dated at the end of the middle Pleistocene with OSL method, probably were settled during MIS 6 aggradation. Later on, they were trenched and in the trench an alluvial unit had been settled during the upper Pleistocene (MIS 5-3); this unit is characterised by alluvial gravels interbedded with fine grained deposits, rich in thick peat levels. This evolution ended before the LGM, according to the radiocarbon data of the covering units.

2.2. - THE EVOLUTION OF THE CENTRAL AND WESTERN FRIULIAN PIEDMONT PLAIN DURING THE UPPER PLEISTOCENE-HOLOCENE

The geologic evolution of the area of the Sheet is better depicted since the end of the upper Pleistocene, when most of the Quaternary sedimentary bodies that crop out nowadays were settled. This phase of the geologic evolution of the area was overwhelmed by the glacial expansion happened inside the Tagliamento catchment, that led to the building of the end moraine system and the relative sandur. In the same time Cellina and Meduna alluvial fans were built from the valley mouths. Before the last aggradation phase, the streams probably flew entrenched like nowadays; their flow direction and their relationships are still undetermined. During the LGM the glaciers flew down the Tagliamento and Fella valley floors, whereas the presence of a valley glacier along the Cellina, Meduna and Arzino valleys is not clear. During this phase the general increase of the flow and the solid load of the streams caused an increase of the sedimentation rates in the plain. The alluvial fan evolution happened likely according the backfilling model. During the growth of the glaciers, when the Tagliamento glacier was still inside the valley and its outwash river flew eastwards of San Daniele, the Arzino stream flew down the piedmont plain crossing Pinzano narrow and building its own alluvial fan (*Villuzza synthem*), between the ones of Tagliamento and Meduna.

In the Tagliamento basin the glacier expansion had two phases of maximum spaced by a short withdraw. The first one happened after 22.000 a ¹⁴C BP, the latter after 19.000 a ¹⁴C BP. They are represented by glacial and fluvioglacial deposits respectively of *Santa Margherita subsynthem* and *Canodusso subsynthem*. In these phases the currents of the main outwash streams reworked the older glacial and fluvioglacial deposits and built wide fans in front of the glacier, these are made by gravels and sandy gravels. During the maximum advance of

the Tagliamento glacier, the lower Arzino valley was flooded by the westernmost lobe of the glacier, whose fluvio-glacial deposits completely buried the alluvial deposits of the Arzino and other tributary streams and partially the ones of the eastern Meduna alluvial fan. The path of this stream, between Lestans and Spilimbergo, could have flown inside in the western outwash stream of the Tagliamento system. It is likely that during the LGM the Cellina and Meduna streams have already filled the trenches and wandered over their fans (*Vivaro synthem* and *Sequals synthem*). The Meduna stream bypassed on the eastern side the Sequals hills, merging with the Cosa stream near Travesio, and built the homonymous fan at 19.000 a ^{14}C BP (*Travesio subsynthem*), then it definitely deviated towards westward of the hills (*Arba subsynthem*). The aggradation of the two fans isolated the marsh basin between Sequals and San Zenone hills, that did not received sedimentary input between 22.000 and 15.000 a ^{14}C BP, according to the dating made on the samples collected in the CARG-S4 Sequals. In this geomorphologic framework Colvera and Cosa streams positioned their riverbeds in the depressions formed respectively between Cellina and Meduna and Meduna and Tagliamento fans.

From 18 ka ^{14}C BP, at the beginning of the cataglacial, the Tagliamento glacier began its withdraw, cut off by short advances, testified by the inner moraines systems of the amphitheatre (*Muris unit*). During this phase, when the outwash streams flew down using the four main paths (Tagliamento, Corno, Cormòr and Torre), the changed hydrologic conditions determined the shifting downstream of the nickpoint of these streams. This new condition determined the progressive entrenchment of the end moraine system and the apex of the sandur, that were terraced and the settling of wide telescopic fans, that downstream covered the older ones (*Remanzacco subsynthem*). Particularly, in the western side of the sandur, interested by the main outwash river, the plain was deeply entrenched and downstream a wide telescopic fan was built; it is nowadays preserved only in the hydrographic right, near Arzene. A similar situation happened along the Corno outwash stream. Here the stream was more confined and the shifting downstream of the nickpoint of several kilometres, built a telescopic fan between Mereto di Tomba, Basiliano and Sedegliano. Later on, with the further glacier withdraw, Corno, Cormòr and Torre streams had not received the contribution of the Tagliamento, which definitively positioned across the Pinzano narrow, receiving the Arzino stream near Flagogna. With the definitive glacier withdraw, the post-glacial phase began and the nowadays geologic and geomorphologic setting took place. In this period a downstream migration of the nickpoint interested all the main streams. This determined a further entrenching of the Pleistocene fans; Cellina, Meduna and Tagliamento took place in wide gravel riverbeds deeply entrenched. At the end of the incisions the streams, hanging over the Pleistocene plain, built telescopic alluvial fans with sandy-gravel or silty-sand textures in the

distal part (*Po synthem*) over the nail of the Pleistocene fans. In the morainic amphitheatre an endoreic pattern developed; in the hollows some lakes, of them only Ragogna lake remains, and marshes took place.

3. - LEGEND

PLIOCENE-QUATERNARY CONTINENTAL SUCCESSION

ubiquitous units

Massive diamicton containing angular boulders in a muddy matrix, matrix-supported to clast-supported (landslide deposits) (UIN_{a1}); angular monogenic coarse gravels, poorly sorted, open-framework texture, locally cemented (slope debris) (UIN_{a3}); gravels and poorly gravelly sands, silty sands and mud, with local concentrations of organic matter and with tongues or lenses of sandy fine gravel (alluvial deposits of secondary watercourses and drainages between the main basins) (UIN_b); massive diamicton containing sub-angular to angular pebbles to boulders, muddy matrix, matrix-supported, deposit originated on an easily weathered substrate or Quaternary deposits (colluvium) (UIN_{b2}); massive sands and mud, decarbonated, containing rare sub-rounded to angular clasts, (weathered deposits) (UIN_{b6}); laminated sand, silt and clay (lacustrine deposits) (UIN_{e2}); peats, silty sands, organic silt and clay, weakly consolidated, massive to laminated (marsh deposits) (UIN_{e3}); stratified diamicton containing angular, coarse gravel supported by muddy matrix; sub-rounded coarse gravels, sandy and poorly silty matrix, clast-supported to matrix-supported (deposits of mixed origin: gravity and/or debris flow and/or flash flood) (UIN_i). *Middle Pleistocene-Present*

Valeriano unit

Laminated silts and sands with minor gravel lenses and beds (lacustrine deposits) (UVA_{e2}). *Middle Pleistocene*

Rio Ponte unit

Sub-angular to sub-rounded gravels, locally cemented, sandy-silty matrix, clast-supported, interbedded with massive to laminated sands and silts, locally cemented; diamicton with rounded clasts and supported by sandy-muddy matrix (5YR color) (deposits with mixed origin) (URP_i). *Pleistocene*

secondary drainage basins upper unit

Sub-rounded to rounded coarse gravels, sandy matrix, clast-supported, with tongues and lenses of sand and gravel; sandy silts and sands, massive to bedded (alluvial deposits) (BTR_b); laminated silts, clays and sands (lacustrine deposits) (BTR_{e2}). *Upper Pleistocene-Present*

secondary drainage basins lower unit

Sub-rounded coarse gravels, sandy matrix, clast-supported, with local mas-

sive to laminated grey sandy-clay, peat and coarse to fine sand levels (alluvial deposits) (BTN_{4b}). *Middle Pleistocene-Upper Pleistocene*

PO SYNTHEM

Rounded locally coarse gravels, sandy gravels and sands, sandy matrix, clast-supported, horizontally bedded to planar cross-bedded; upper boundary partially erosive, partially formed by the reworked original depositional surface characterised by A-C type profile soils with a weakly developed A horizon (10YR color), erosive lower boundary (alluvial deposits) (POI_b). **Torcello unit** (POI_{10b}) is distinguished: historic alluvial deposits of Tagliamento, Cellina and Meduna riverbeds. *Holocene-Present*

VIVARO SYNTHEM (Cellina stream drainage basin)

Rounded gravels, coarse to very coarse, with carbonate and minor terrigenous elements, locally cemented, sandy and poorly silty matrix, mainly clast-supported, horizontally bedded, with sandy lenses and tongues, more frequent in the distal part; upper boundary formed by the reworked original depositional surface characterised by A-B-C to A-C type profile soils (10YR color), erosive lower boundary (alluvial deposits) (VIV_b). *Upper Pleistocene-?Holocene*

SEQUALS SYNTHEM (Meduna stream drainage basin)

The alluvial deposits cropping out along the valley slopes of the Meduna stream were mapped as unsubdivided Sequals synthem (SEQ_b). *Upper Pleistocene-Holocene*

Arba subsynthem

Rounded, coarse to very coarse, gravels and sandy gravels, with carbonate and minor terrigenous elements, sandy and poorly silty matrix, mainly clast-supported, horizontally to planar cross-bedded with beds, lenses and tongues of sand, more frequent in the distal part; upper boundary formed by the reworked original depositional surface characterised by A-B-C to A-C type profile soils (7.5YR-10YR color), erosive lower boundary (alluvial deposits) (alluvial deposits) (SEQ_{2b}). *Upper Pleistocene-Holocene*

Travesio subsynthem

Rounded gravels and sandy gravels, locally cemented, with carbonate and minor terrigenous elements, sandy and silty-sandy matrix, mainly clast-supported, horizontally to planar cross-bedded, with beds, lenses and tongues of sand; upper boundary partially erosive and partially formed by the reworked original depositional surface characterised by A-B-C type profile soils (7.5YR-10YR color), erosive lower boundary (alluvial deposits) (SEQ_{1b}). *Upper Pleistocene*

SPILIMBERGO SYNTHEM (Tagliamento river drainage basin)

The deposits of this synthem are all characterised by carbonate elements, with minor terrigenous, volcanic and metamorphic. The fluvioglacial deposits cropping out along the valley slopes of the Tagliamento River were mapped as unsubdivided, Spilimbergo synthem (SPB_b). *Upper Pleistocene*

Remanzacco subsynthem

Sub-angular to sub-rounded coarse gravels, poorly silty sandy matrix, mainly clast-supported, horizontally to planar cross-bedded, with beds, lenses and tongues of sand and mud, which locally predominate over clasts (fluvioglacial deposits) (SPB_{4b}); massive diamicton containing boulders, with massive to laminated beds, lenses and tongues of gravelly sand and silt, angular to sub-rounded clasts, striated, faceted, locally polished, supported by silty to silty-sandy matrix, consolidated to overconsolidated (undifferentiated till) (SPB_{4c1}); massive diamicton, consolidated, with many boulders, angular to sub-angular clasts, striated, silty-sandy matrix, mainly matrix-supported (melt-out till) (SPB_{4c5}); upper boundary partially erosive, partially formed by the reworked original depositional surface characterised by A-B-C or A-C type profile soils (7,5YR-10YR color), lower boundary erosive.

Muris unit is distinct related with the “San Daniele” lobe of Tagliamento glacier (SPB_{4A}). *Upper Pleistocene*

Canodusso subsynthem

Sub-rounded very coarse gravels and poorly silty sandy gravels, sandy matrix, clast-supported, massive to horizontally bedded to planar cross-bedded, with sandy beds, lenses and tongues (fluvioglacial deposits) (SPB_{3b}); massive diamicton containing boulders, with gravelly sandy and silty beds, lenses and tongues, massive to laminated, angular to sub-rounded clasts, striated, faceted and locally polished, supported by silty to silty-sandy matrix, consolidated to overconsolidated (undifferentiated till) (SPB_{3c1}); massive diamicton, overconsolidated, with boulders, with gravelly sandy and silty beds, lenses and tongues massive to laminated, sub-rounded to sub-angular clasts, striated, faceted and polished, supported by silty matrix (lodgement till) (SPB_{3c4}); massive diamicton, consolidated, with several boulders, gravelly sandy and silty beds, lenses and tongues massive to laminated, sub-rounded to angular clasts, striated, sandy-silty matrix, mainly matrix-supported (melt-out till) (SPB_{3c5}); upper boundary partially erosive, partially formed by the reworked original depositional surface characterised by A-B-C type profile soils (7,5YR-10YR color), lower boundary erosive. *Upper Pleistocene*

Santa Margherita subsynthem (Tagliamento river drainage basin)

Sub-angular to sub-rounded coarse gravels, locally cemented, poorly silty sandy matrix, clast-supported, sub-horizontally bedded (fluvioglacial deposits) (SPB_{1b}); massive diamicton containing boulders, sub-angular to sub-rounded clasts, striated and faceted, supported by silty to silty-sandy matrix, consolidated to overconsolidated, locally cemented (undifferentiated till) (SPB_{1c1}); massive diamicton, overconsolidated, with boulders, sub-rounded to sub-angular clasts, striated, faceted and polished, supported by silty matrix, (lodgement till) (SPB_{1c4}); massive diamicton, consolidated, with several boulders, gravelly sandy and silty beds, lenses and tongues massive to laminated, sub-rounded to angular

clasts, striated, sandy-silty matrix, mainly matrix-supported (melt-out till) (SPB_{3c5}); upper boundary partially erosive, partially formed by the reworked original depositional surface characterised by A-B-C type profile soils (7,5YR color), lower boundary erosive. *Upper Pleistocene*

VILLUZZA SYNTHEM (Arzino stream drainage basin)

Sub-rounded gravels, with carbonate and minor terrigenous elements, sandy and poorly silty matrix, clast-supported, horizontally to planar cross-bedded, with sandy and silty-sandy beds, lenses and tongues; erosive upper and lower boundaries (alluvial deposits) (VLZ_b). *Upper Pleistocene*

FRIULI SUPERSYNTHEM

Unsubdivided FRIULI SUPERSYNTHEM

Sub-rounded to rounded coarse gravels, with carbonate and minor terrigenous elements, as well as with volcanic and metamorphic elements in the deposits of Tagliamento river drainage basin, weakly to well cemented, sandy to muddy-sandy matrix, clast-supported, horizontally to planar cross-bedded, with muddy-sandy lenses and beds; erosive upper boundary, locally formed by the reworked original depositional surface characterised by well developed soils (5YR-7,5YR color) locally associated with a soil colluvium, erosive lower boundary with angular unconformity over the pre-Pliocene substrate (SF). *Pliocene-Upper Pleistocene*

PLAINO SYNTHEM (Tagliamento river drainage basin)

Sub-angular to sub-rounded coarse gravels, with carbonate and minor terrigenous, volcanic and metamorphic elements, sandy matrix, clast-supported, horizontally to planar cross-bedded; upper boundary partially erosive, partially formed by the reworked original depositional surface characterised by well developed soils (5YR color), erosive lower boundary (fluvioglacial deposits) (PLI_b). *Middle Pleistocene*

AONEDIS SYNTHEM (Arzino stream drainage basin)

Sub-angular to sub-rounded gravels, with carbonate and minor terrigenous elements, sandy matrix, clast-supported, horizontally to planar cross-bedded, with beds and lenses of sand and silty-sand; upper boundary partially erosive, partially formed by the reworked original depositional surface characterised by well developed soils (5YR color), erosive lower boundary locally marked by an angular unconformity with the Borgo di Mezzo synthem (alluvial deposits) (AON_b). *Middle Pleistocene*

BORGO DI MEZZO SYNTHEM (Arzino stream drainage basin)

Via di Molin subsynthem

Sub-rounded gravels, with carbonate and minor terrigenous elements, poorly silty sandy matrix, clast-supported, horizontally to planar cross-bedded, with beds, lenses and tongues of sand and silty-sand; erosive upper boundary locally marked by a paleosol with 7,5YR argillic horizon, undetermined lower boundary (alluvial deposits) (BGM_{2b}). *Middle Pleistocene*

Pinzano subsynthem

Sub-angular to sub-rounded gravels, with carbonate and minor terrigenous elements, locally well cemented, sandy matrix, clast-supported, horizontally to planar cross-bedded, with beds, lenses and tongues of sand; erosive upper boundary locally marked by a paleosol with 7,5YR argillic horizon, erosive lower boundary locally marked by an angular unconformity with the San Pietro di Ragogna conglomerate (alluvial deposits) (BGM_{1b}). *Lower? Pleistocene-Middle Pleistocene*

SAN PIETRO DI RAGOGNA CONGLOMERATE

Conglomerates, with carbonate and minor terrigenous, volcanic and metamorphic elements, arenitic matrix, clast-supported, thickly to very thickly horizontally to planar cross-bedded, basal laminated sands and silts with peat; erosive upper boundary, erosive lower boundary locally marked by an angular unconformity with the Montello conglomerate (alluvial deposits) (SPX).

Upper Pliocene-Lower Pleistocene

MIOCENE SUCCESSION

MONTELLO CONGLOMERATE

Conglomerates containing mostly limestone and dolostone clasts, with sandstone and mudstone interbeds. The formation is subdivided in three members: **conglomerate member**: poorly sorted conglomerates with sub-angular to sub-rounded pebbles, thickly to very thickly bedded, with locally variable, decimetre-scale interbedding of yellowish sandstone and grey to greenish mudstones (MON₃); **sandstone/mudstone member**: weakly cemented light grey sandstone and grey mudstone, containing Ostreidae and various plant remains, and with subordinate conglomerate beds containing rounded to sub-rounded pebbles (MON₂); **conglomerate/sandstone member**: conglomerates with sub-rounded pebbles, very thickly bedded, with interbedding of yellowish sandstone and grey siltstone, with Ostreidae (MON₁). *Upper Tortonian-Lower Messinian*

VITTORIO VENETO SANDSTONE

Yellowish/whitish calcareous arenites (calclithites) and siltstones, thickly to very thickly bedded, with thin interbeds of silty marls, with *Conus* sp., *Protoma rotifera* and *Ancilla gladiformis* and *Ammonia* and *Elphidium* microfaunas. *Tortonian p.p.*

TARZO MARL

Grey marls and marly siltstones, brown colored for the weathering, poorly bedded, except the upper part where coarse siltstones decimetric levels or molluscs concentrations are present (*Anadara diluvii*, *Glossus humanus*, *Naticarius tigrinus*). In the middle and basal parts the microfossil content is abundant (globigerinidae and globorotalidae). *Lower Serravallian p.p.-Lower Tortonian p.p.*

MONTE BALDO FORMATION

Grey-brown calcrudites-calcarenites and light grey or brown calcsiltstones in very thick beds with rare echinoids and bivalves (*Lucinoma borealis*), with marly interbeds with *Praeorbulina* and *Orbulina* in the upper part. *Langhian-Lower Serravallian p.p.*

MONFUMO MARL (MOF), for its exiguous thickness, is unified with the Monte Baldo formation: marly siltstones and massive grey marls, with small bivalves and globigerinidae (*Globigerinoides bisphericus*), with a poorly glauconitic siltstone/sandstone basal level. *Upper Burdigalian p.p.*

SAN GREGORIO SANDSTONE

Fine silty sandstones, planar- to cross-laminated, greenish-grey with scattered glauconite, generally weakly cemented, poorly clear stratification and rare silty interbeds. *Upper Burdigalian p.p.*

BOLAGO MARL

Grey-blue silty marls, with poorly clear stratification, with globigerinidae (*Globigerinoides*); basal glauconitic sandstone with quartz and chert pebbles and rich in pectinidae and scutellidae. *Lower Burdigalian-Upper Burdigalian p.p.*

PREPLANS SANDSTONE

Fine silty sandstones and grey micaceous siltstones, poorly glauconitic, thick beds with scattered levels with quartzite and chert small pebbles, with pectinidae (*Chlamys praescabriuscula*) and gastropods (*Turritella terebralis*).

Calcarenitic/calciruditic basal bed with transgression breccia with clast of the underlying turbidites and well rounded pebbles of quartz and chert. *Aquitanian*

PALEOGENE PELAGIC AND TURBIDITE SUCCESSION

CLAUZETTO FLYSCH

Alternation of yellowish-white graded biocalcirudites/calcarenites with macroforaminifers, or ochreish weathered sandstones, with medium to thick planar- to cross-lamination, and grey-blue marls; thin levels of whitish calcareous marls with planktonic foraminifers (*Morozovella aragonensis*, *Acarinina pentacamerata*) are present at the top of turbidite beds. *Upper Ypresian*

SCAGLIA ROSSA FRIULANA

Whitish calcareous breccias with cretaceous and palaeocene bioclasts and greenish clayey matrix, at the bottom; pale hazel biocalcarenes in thin to medium beds with coralline algae, nummulites and discocyclinae, within interbeds of greenish calcareous marls with *Globanomalina pseudomenardii* (SRF_a). Greyish and reddish calcareous marls follow, and, towards the top, more greenish-grey clayey marls with *Morozovella formosa formosa* e *M. aragonensis* with thin silty interbeds. *Selandian p.p.-Lower Ypresian*

*CRETACEOUS CARBONATIC SHELF SUCCESSION***MONTE CAVALLO LIMESTONE**

Hazel to whitish to pale grey biocalcarenes and biocalcirudites with minor calculites, in metric beds irregularly alternate with thick to very thick beds; local plurimetric lithosomes with rudists (*Joufia*, *Hippurites*). At the top some meters of pale hazel fine calcarenites with *Orbitoides* and *Siderolites*. *Albian-Lower Maastrichtian*

CELLINA LIMESTONE

Stromatolitic calculites and limestones, medium to very thickly bedded, white, hazel or grey color, with minor greenish clayey thin interbeds, organized in peritidal cycles, with poor fossil content (*miliolidae*, *Protopenneroplis* and *Trocholina*); minor calcarenites with scattered rudist bioclasts. *Valanginian-Aptian*