

Le acque sotterranee e l'intrusione marina in Puglia: dalla ricerca all'emergenza nella salvaguardia della risorsa

*The groundwater and the seawater intrusion in Apulia:
from research to the emergency in the safeguard of the water resource*

COTECCHIA V.

1. - ASSETTO GEOLOGICO-STRUTTURALE

1.1. - INQUADRAMENTO GEOLOGICO

La Puglia, estrema propaggine sud-orientale della penisola italiana, oltre ad essere la regione più lunga (circa 348 km), possiede anche il maggior sviluppo costiero (785 km circa) tra le regioni peninsulari. Il territorio, prevalentemente pianeggiante (53,2%) e collinare (45,3%), presenta in realtà una marcata variabilità nei caratteri geologici, morfostrutturali ed ambientali, che determina altrettanto differenti condizioni idrogeologiche.

In Puglia è possibile distinguere 5 principali aree fisiografiche: Gargano, Murge, Salento, Tavoliere delle Puglie e settore pugliese dell'Appennino Dauno (fig. 1.1).

Considerate le finalità della presente monografia, nel seguito si illustreranno, sinteticamente, le principali tappe evolutive della storia geologica della regione, le caratteristiche litologiche delle formazioni geologiche affioranti e i principali lineamenti tettonici e morfologici del territorio pugliese. Solo per l'Appennino Dauno si presenteranno alcuni cenni, nella misura in cui sarà ritenuto oppor-

tuno per gli scopi dell'analisi, e ciò a causa della sua sostanziale estraneità dal contesto idrogeologico pugliese.

1.1.1. - *Evoluzione geodinamica: elementi di paleogeografia, stratigrafia e tettonica*

Le cinque aree fisiografiche pugliesi appartengono ai tre domini strutturali del sistema orogeoico dell'Appennino Meridionale, individuatosi a partire dall'Oligocene superiore-Miocene inferiore: *Catena Appenninica* (corrispondente alla porzione pugliese dell'Appennino Dauno), *Fossa Bradanica* comprendente il *Tavoliere delle Puglie* e la *Fossa Premurgiana*, l'*Avampaese Apulo* che, attualmente, corrisponde geograficamente al *Promontorio del Gargano*, all'*Altopiano delle Murge* e alle *Serre Salentine*, con le aree depresse interposte (fig. 1.2).

L'evoluzione geologico-strutturale della regione in esame è quindi fortemente connessa alle diverse tappe evolutive della *Catena Appenninica meridionale*, le quali a loro volta si inquadrano nel contesto geodinamico della genesi del bacino del Mediterraneo.

Sulla base delle conoscenze più recenti, la storia

geologica del territorio pugliese è stata ricostruita a partire dal Paleozoico superiore (circa 250 Milioni di anni fa), allorché questo territorio costituiva una propaggine del *paleocontinente africano*, porzione del megacontinente, detto *Pangea* (fig. 1.3).

A partire dal Paleozoico superiore fino al Triassico medio, sul margine settentrionale del *paleocontinente africano*, in lento abbassamento, si individuò, in condizioni climatiche semiaride, un'ampia piana alluvionale e deltizia percorsa da fiumi meandri-formi, per cui sul basamento cristallino si depositò una copertura detritica spessa oltre 1000 m. Nel Triassico superiore, la *Pangea* cominciò gradualmente a frammentarsi, le aree meridionali del *Mare della Tetide* furono gradualmente sommerse (incluso il "futuro settore pugliese") e si costituì quindi una piana tidale con lagune e stagni costieri, soggetta a

ripetute variazioni del livello marino. I depositi ter-rigeni alluvionali furono ricoperti da depositi salini evaporitici, in prevalenza gessosi e da sedimenti carbonatici (calcarei e dolomie con abbondante sostanza organica), sedimentazione tipica di un ambiente epicontinentale (fig. 1.4; AA.VV., 1999).

Alla fine del Triassico, la *Pangea* cominciò a lacerarsi ed i continenti iniziarono il loro esodo. Durante il Giurassico medio, insieme al tratto centrale dell'attuale Oceano Atlantico, si aprì l'*Oceano Ligure-Piemontese* che separò progressivamente la *Placca Euroasiatica* da quella *Africana*. Di conseguenza, una tettonica disgiuntiva, con l'attivazione di faglie listriche e trascorrenti, interessò il margine settentrionale della *Placca Africana*, con il relativo continente, e si individuò una propaggine, nota come *Placca Apula* (o *Placca Adria*) che fronteggiava

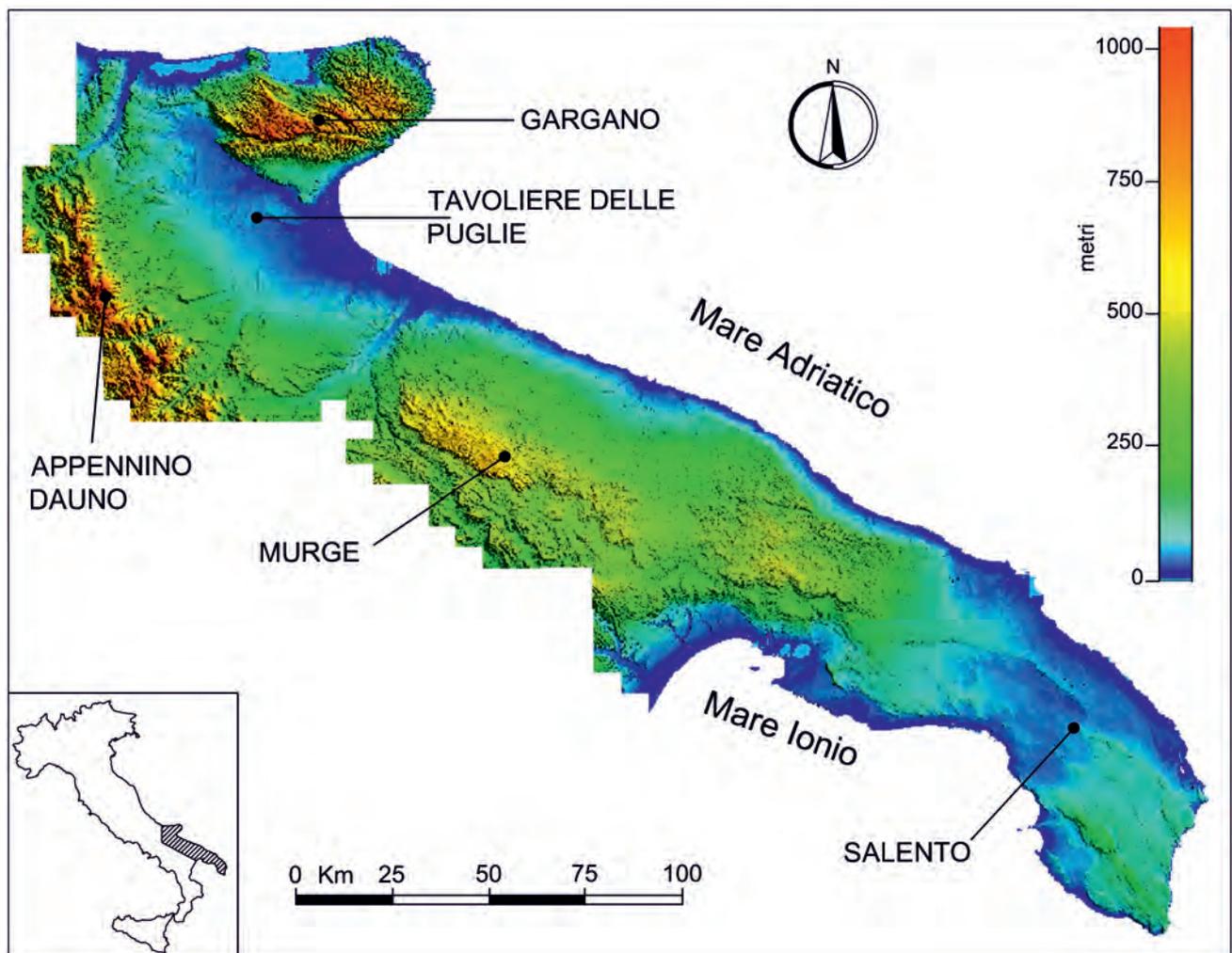


Fig. 1.1. – Digital elevation model del territorio pugliese con la distinzione delle cinque aree fisiografiche.
– Digital elevation model of Apulia region with its five physiographic areas.

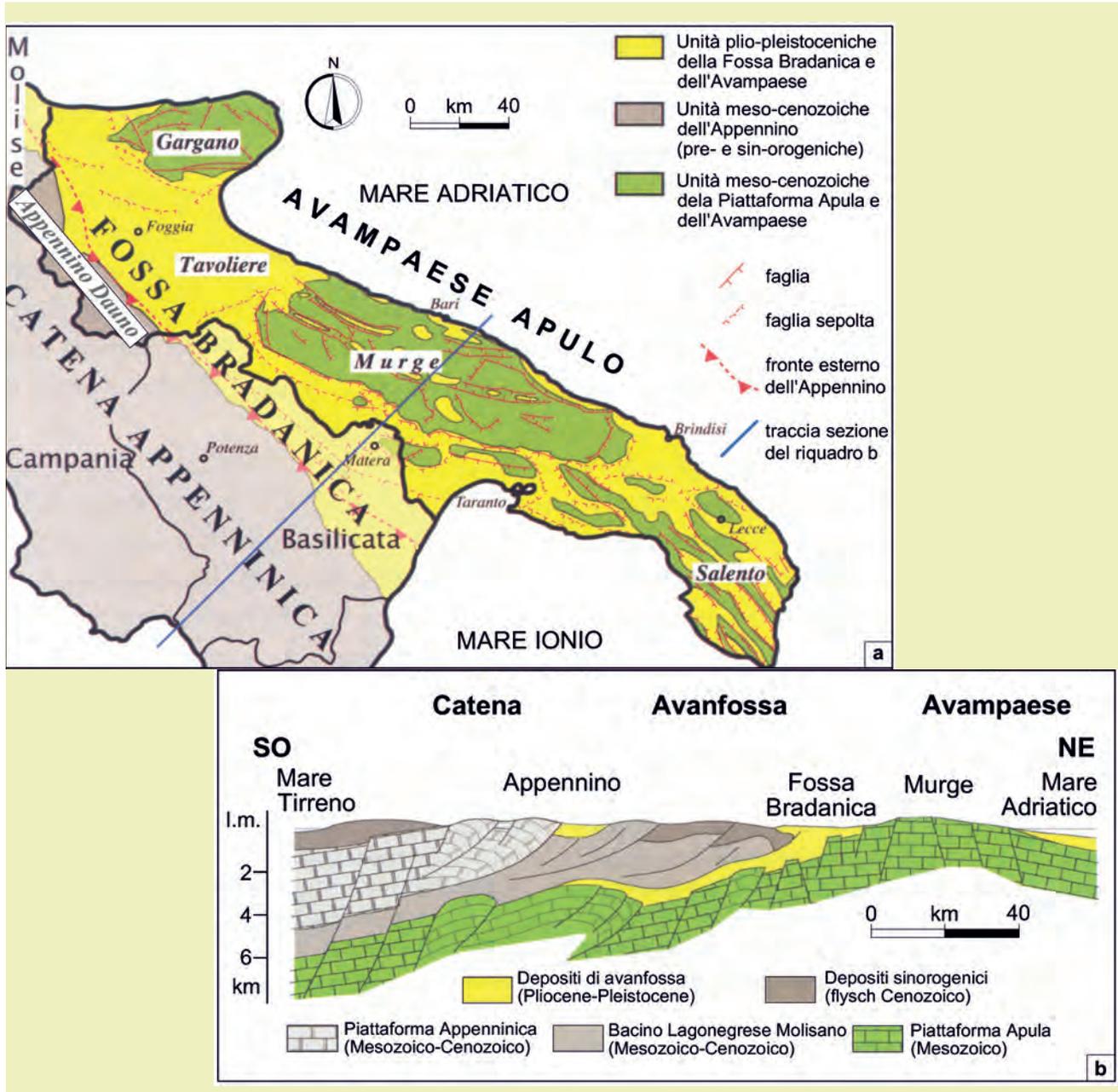


Fig. 1.2 – a) Carta geologica schematica (mod., da PIERI *et alii*, 1997); b) sezione geologica dell'Italia meridionale (mod., da SELLA *et alii*, 1988).
– a) Schematic geological map (mod. after PIERI *et alii*, 1997); b) geological section of Southern Italy (modified from SELLA *et alii*, 1988).

diverse aree oceaniche (fig. 1.5). All'interno della *Placca Apula* si impostarono dei bacini marini profondi separati da estese piattaforme carbonatiche, tra cui la *Piattaforma Apula* (fig. 1.6).

Durante il Mesozoico, la *Piattaforma Apula* fu caratterizzata da un'attiva sedimentazione compensata dalla subsidenza in condizioni di bassofondo (fig. 1.7) in un ambiente marino tropicale con acque poco profonde (par. 1.2.1). La sedimentazione di piattaforma epicontinentale progressivamente evolve

in un complesso carbonatico di scogliera di tipo bahamiano. La crescita della piattaforma non avvenne sempre in condizioni di bassofondo. Essa registrò, infatti, periodi di parziale emersione (episodiche continentalizzazioni), dovuti sia a variazioni globali del livello marino sia a deformazioni tettoniche, connesse ai processi di convergenza tra la *Placca Africana* e quella *Euroasiatica*, che provocarono blandi inarcamenti della piattaforma con relativa emersione (AA.VV., 1999).

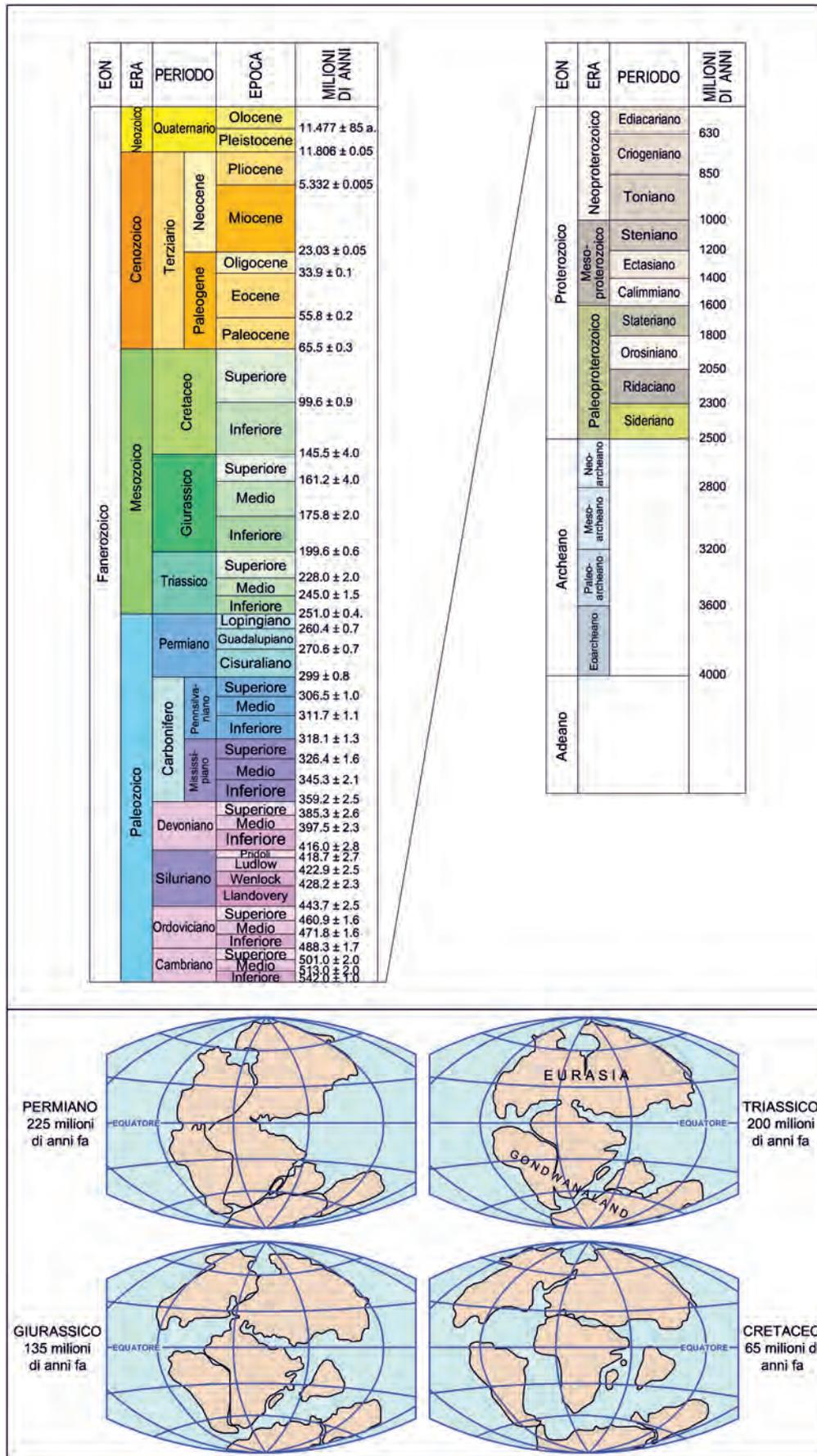


Fig. 1.3 – Scala del tempo geologico e immagini che illustrano l'evoluzione della superficie terrestre dal Permiano al Cretaceo.
 – Geological time scale and images showing the evolution of the earth surface from Permian to Cretaceous.

Tali emersioni permettevano l'esposizione di ampie zone della *Piattaforma Apula* con la creazione di vaste paludi e acquitrini (carattere insulare di porzioni della piattaforma; DALLA VECCHIA, 2002) attraversate da grandi animali terrestri, probabilmente in migrazione. Impronte di dinosauri (fig. 1.8), sono state ritrovate, infatti, sia nella successione peritidale dell'Hauteriviano superiore-Barremiano inferiore del *Gargano* meridionale (Borgo Celano, Cava Colmar; PETTI *et alii*, 2008), sia nelle porzioni dell'Aptiano affioranti a Bisceglie (Cava Lama Paterno; SACCHI *et alii*, 2009) così come nell'intervallo del Santoniano di Altamura (Cava di De Lucia; NICOSIA *et alii*, 2000; SACCHI *et alii*, 2009). Il ritrovamento di queste impronte di dinosauri ha condotto a riesaminare il quadro paleogeografico cretaceo dell'area periadriatica (BOSELLINI, 2002; NICOSIA *et alii*, 2007), ove la *Piattaforma Apula* avrebbe costituito uno sperone della *Placca Africana*, circondato da due bacini marini profondi (figg. 1.9, 1.10). Le continue variazioni del livello marino durante il Cretaceo avrebbero quindi permesso l'emersione di ampi tratti della piattaforma, dando la possibilità ai dinosauri di migrare dall'Africa verso Nord (BOSELLINI, 2002).

Un'importante ed estesa emersione della *Piattaforma Apula* fu quella avvenuta nel Cretaceo superiore. In corrispondenza dell'intervallo Cenomaniano-Turoniano (par. 1.2.1) si instaurò, infatti, un lungo periodo di continentalità indotto da un sollevamento litosferico intraplacca, connesso alle fasi iniziali del processo di collisione tra la *Placca Africana* e quella *Euroasiatica* (MINDSZENTY *et alii*, 1995). Questa fase di emersione fu registrata con una lacuna stratigrafica, accompagnata da una discordanza angolare ad estensione regionale (*unconformity A* di MINDSZENTY *et alii*, 1995) e, localmente, da depositi continentali bauxitici (Spinazzola, San Giovanni Rotondo, Sant'Egidio, Apricena) o sabbioso marnoso-argillosi (Corato-Ruvo di Puglia, Fasano-Ostuni). L'ampiezza di questa lacuna stratigrafica si ridurrebbe spostandosi dall'attuale *Gargano* (Cenomaniano inf.-Turoniano sup.; BOSELLINI *et alii*, 1999) verso il *Salento* (Turoniano; Pozzo Ugento 1 in MINDSZENTY *et alii*, 1995). Con riferimento all'area murgiana, il tetto della discontinuità sarebbe ovunque riferibile al Turoniano su-

periore? - Coniaciano mentre il letto della discontinuità avrebbe età diversa spostandosi da Nord-Ovest verso Sud-Est (LUPERTO SINNI & REINA, 1996). Gli strati calcarei posti a letto delle bauxiti sono, in particolare, riferibili al Cenomaniano medio nell'area della Murgetta Rossa (Spinazzola), al Cenomaniano superiore nell'area della Murgia Ferrata (Ruvo di Puglia) ed al Cenomaniano terminale in corrispondenza del Monte Giannecchia (a Nord-Ovest di Montalbano).

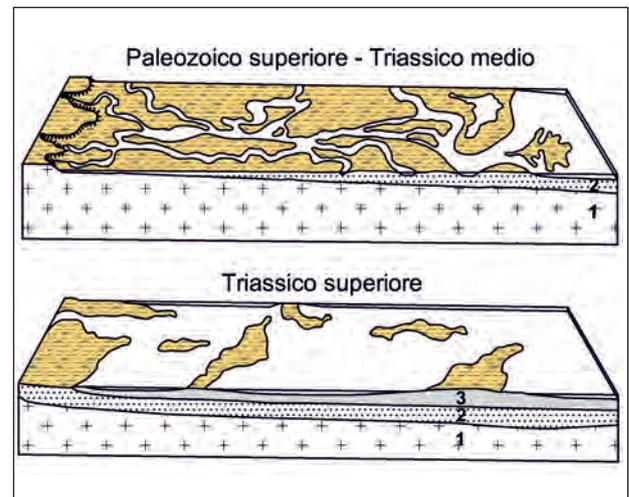


Fig. 1.4 – Rappresentazione dell'evoluzione geologica del margine settentrionale del Paleocontinente africano verificatasi tra il Paleozoico ed il Mesozoico inferiore (da AA.VV., 1999). Legenda: 1 - basamento cristallino; 2 - depositi terrigeni alluvionali; 3 - depositi salini evaporitici e sedimenti carbonatici.
– *Geological evolution of the northern margin of the African Palecontinent between the Paleozoic and the Lower Mesozoic (after A.A.V.V., 1999). Legend: 1 - crystalline basement; 2 - terrigenous alluvial deposits; 3 - saline evaporite deposits and carbonate sediments.*

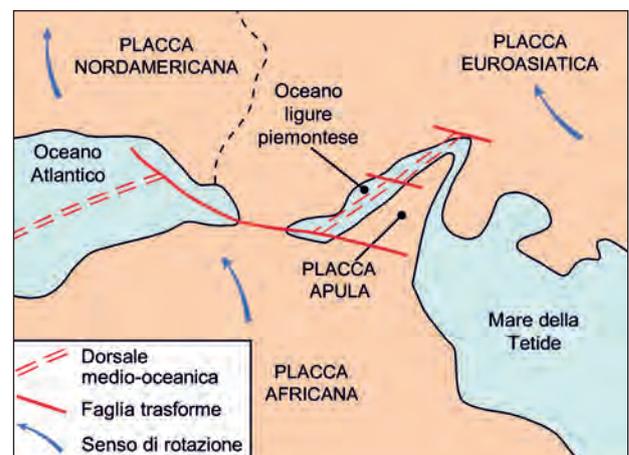


Fig. 1.5 – Ricostruzione schematica della distribuzione delle aree continentali e marine nel Giurassico superiore (mod., da AA.VV., 1999).
– *Schematic reconstruction of the distribution of continental and marine areas during Upper Jurassic (mod., from A.A.V.V., 1999).*

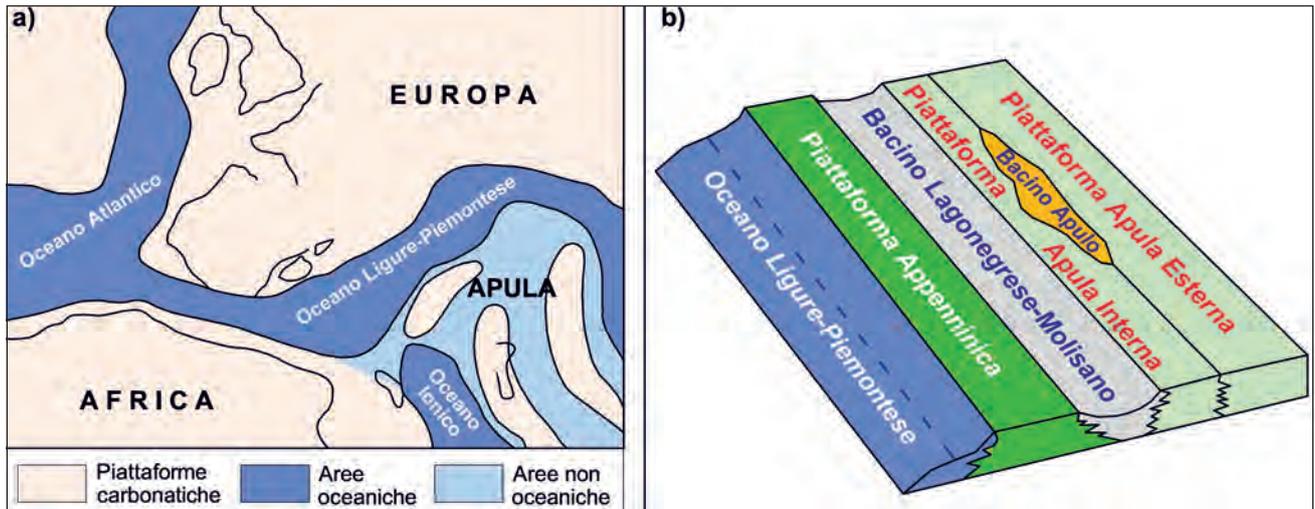


Fig. 1.6 – a) Individuazione della Placca Apula (Adria) durante il Mesozoico (mod., da AA.VV., 2010); b) schema paleogeografico di una porzione della Placca Apula (da MOSTARDINI & MERLINI, 1986).

– a) Formation of the Apulian Plate (Adria) during the Mesozoic (modified after AA.VV., 2010); b) palaeogeographic scheme of a portion of the Apulian Plate (from MOSTARDINI & MERLINI, 1986).

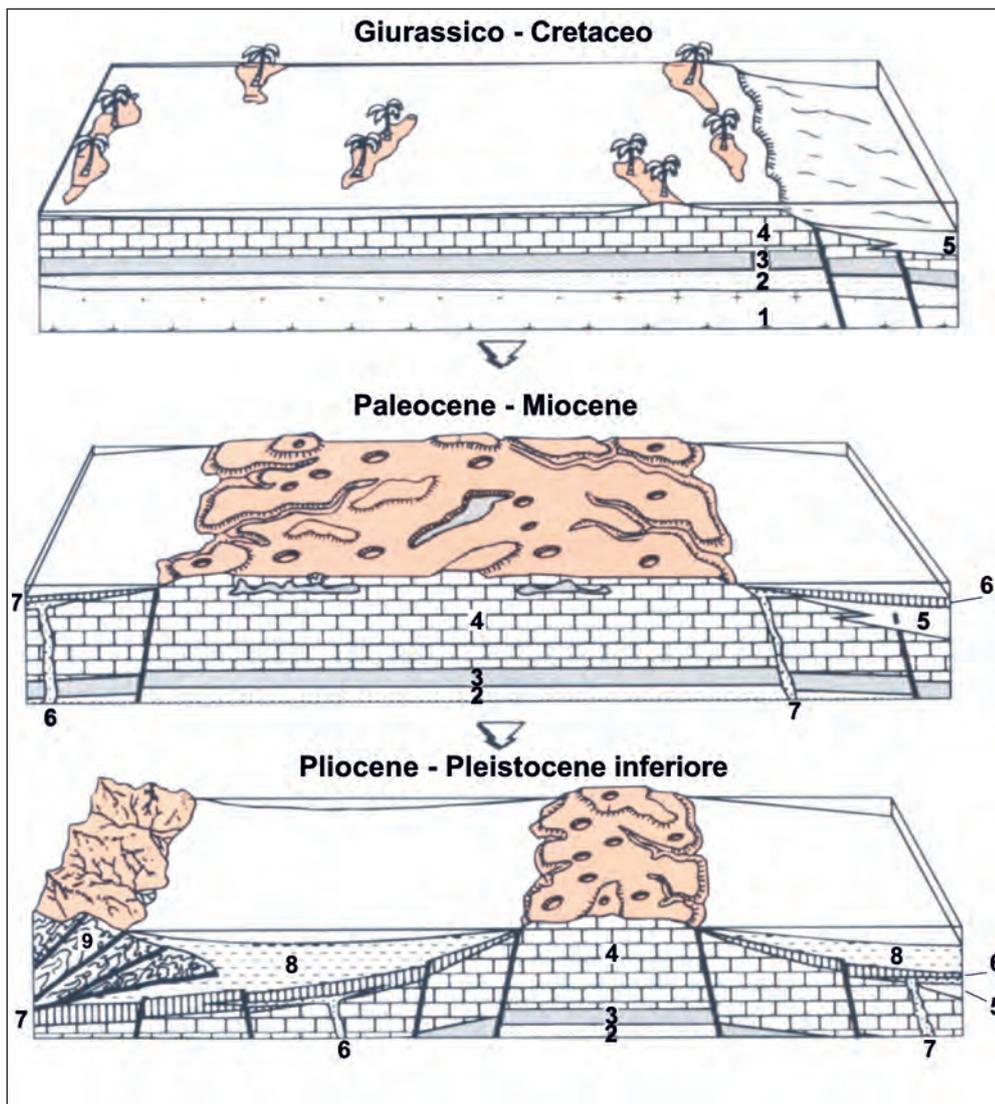


Fig. 1.7 – Rappresentazione dell'evoluzione geologica dell'attuale territorio pugliese dal Mesozoico al Neozoico (da AA.VV., 1999).

- Legenda:
 1 – basamento cristallino;
 2 – coltre detritica continentale;
 3 – depositi salini evaporitici;
 4 – depositi piattaforma carbonatica epicontinentale;
 5, 6 – depositi carbonatici cretaceo-paleogenici;
 7 – magmi basici;
 8 – depositi plio-pleistocenici;
 9 – coltri alloctone.

– Geological evolution of the present Apulia region from the Mesozoic to the Neozoic (from AA.VV., 1999).

- Legend:
 1 – crystalline basement;
 2 – debris continental cover;
 3 – saline evaporite deposits;
 4 – epi-continental carbonate platform deposits;
 5, 6 – Cretaceous and Paleogene carbonate deposits;
 7 – basic magma;
 8 – Plio-Pleistocene deposits;
 9 – allochthonous nappes.

Alla fine del Cretaceo inizio del Cenozoico (fig. 1.7) la *Piattaforma Apula* subì un ampio inarcamento, evolvendosi progressivamente in una vasta area emersa, corrispondente in gran parte all'attuale territorio pugliese. L'ambiente continentale si protrasse per quasi tutto il Cenozoico. Durante il Paleogene la sedimentazione carbonatica di piattaforma continuò saltuariamente sia sui margini della piattaforma che sui fondali antistanti, caratterizzati da evidenti lacune stratigrafiche e discordanze stratigrafiche (*unconformities C* e *D* di MINDSZENTY *et alii*, 1995; BOSELLINI *et alii*, 1999) nelle relative successioni sedimentarie, indotte da circoscritte ingressioni del livello marino connesse da fenomeni di natura locale (tettonici) o globale (eustatici). Tali successioni costituiscono lembi di esiguo spessore ed estensione, attualmente localizzati lungo la fascia costiera garganica e salentina,

all'epoca depositatesi soprattutto in ambienti di piattaforma-scarpata e pendio e localmente, durante il Paleocene, in ambiente bacinale (BOSELLINI *et alii*, 1999; GRAZIANO, 2001).

Durante le fasi geodinamiche eoceniche avvennero, inoltre, importanti manifestazioni vulcaniche intraplacca, documentate da estese colate basaltiche riconosciute nel sottosuolo della *Fossa Bradanica*, e da più modeste manifestazioni all'attuale margine nord-occidentale del *Promontorio del Gargano* (fig. 1.7). In particolare, con l'Eocene superiore, si raggiunse la sutura dell'*Oceano Ligure-piemontese*, ed i margini continentali della *Placca Africana* e di quella *Euroasiatica* entrarono in collisione (fase di collisione continentale; Eocene sup.-Attuale). Altresì, un magmatismo calcaino di arco a Ovest del massiccio corso-sardo, la rotazione di 30°-50° di questo massiccio e l'apertura di un bacino di retro-arco dietro lo stesso

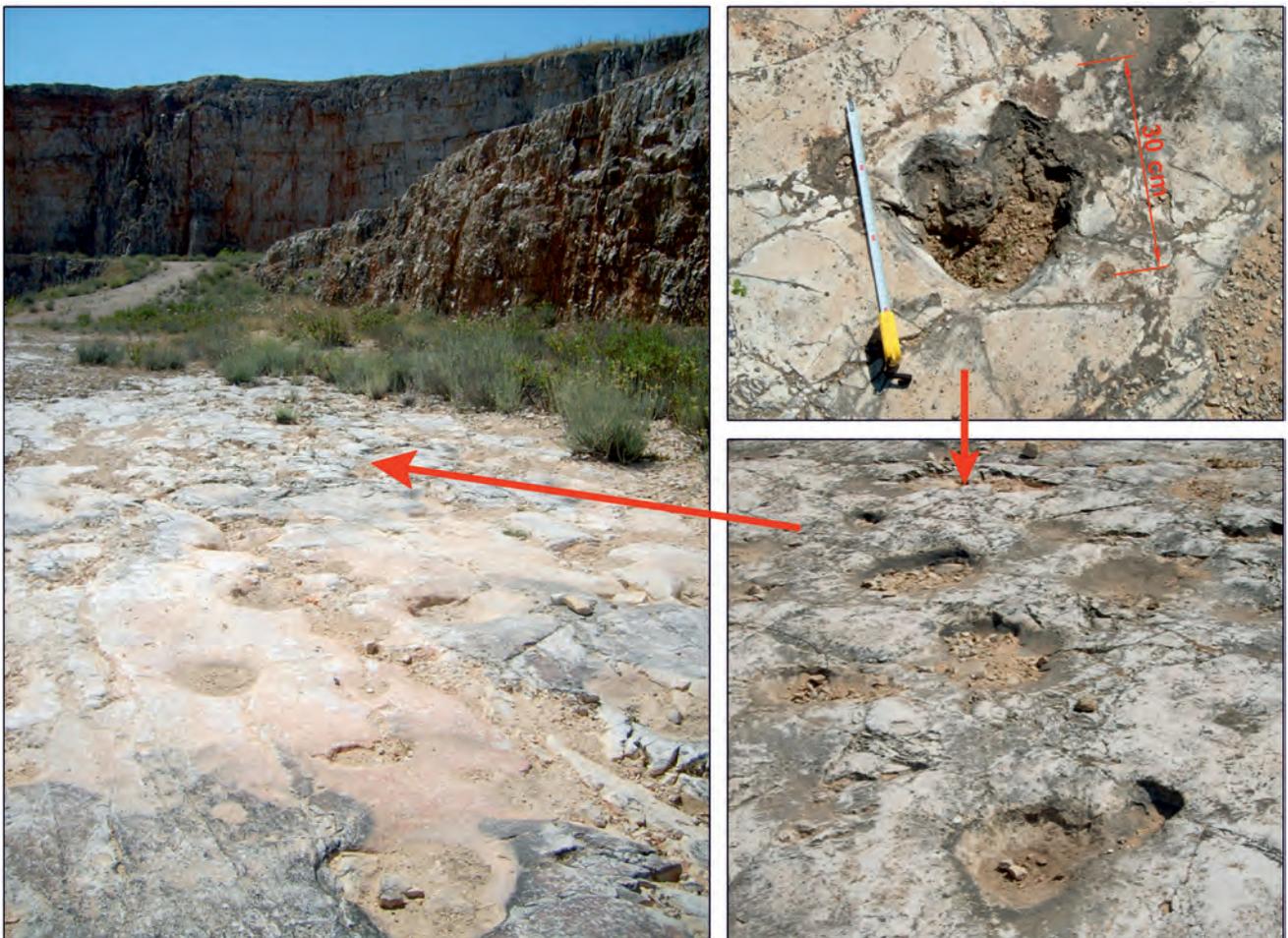


Fig. 1.8 – Impronte di dinosauri risalenti a circa 70 milioni di anni fa ritrovate nella cava di Pontrelli di Altamura in provincia di Bari.
– Dinosaur's footprints dating back to about 70 million years ago, found in the Pontrelli quarry near Altamura (Bari).

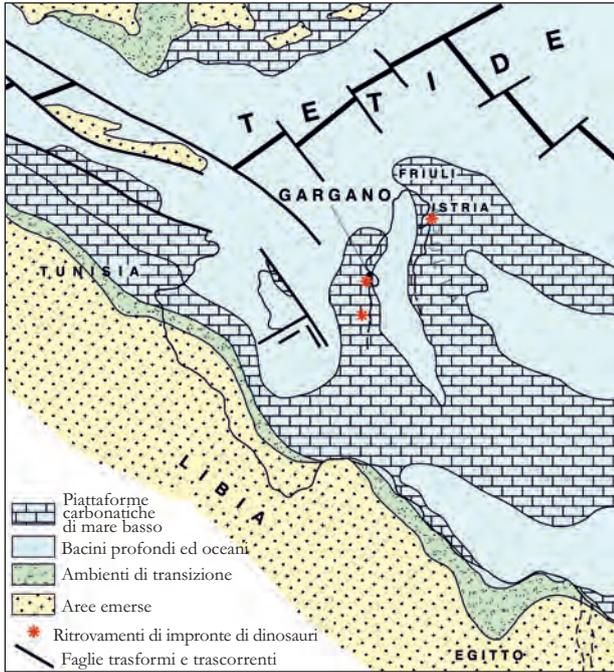


Fig. 1.9 – Carta paleogeografica del settore centro-occidentale dell'area mediterranea durante il Cretaceo inferiore con indicazione dei siti ove sono state ritrovate impronte di dinosauri (mod., da BOSELLINI, 2002).
 – Palaeogeographic map of the central-western sector of the Mediterranean area during the Lower Cretaceous, showing the sites where dinosaurs footprints have been found (mod., from BOSELLINI, 2002).

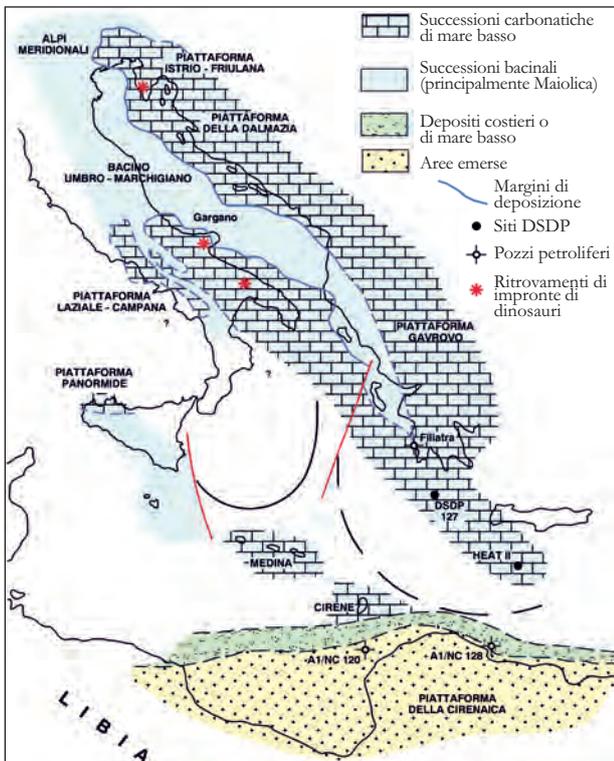


Fig. 1.10 – Distribuzione schematica delle piattaforme carbonatiche cretacee nell'area adriatica con indicazione dei siti ove sono state ritrovate impronte di dinosauri (mod., da BOSELLINI, 2002).
 – Distribution of the Cretaceous carbonate platforms in the Adriatic area, showing the sites where dinosaurs footprints have been found (modified, from BOSELLINI, 2002).

massiccio, sono alcuni degli eventi geodinamici associati a questa fase di convergenza, al termine della quale si creò la Catena Appenninica. A seguito, quindi, della subduzione verso Ovest-Sud-Ovest della *Placca Adria* (parte di quella *Africana*) sotto quella *Iberica* (parte di quella *Euroasiatica*), i processi tettonici associati all'orogenesi appenninica migrarono verso Est-Nord-Est (l'avanfossa prospiciente il fronte di accavallamento, i fronti di accavallamento e le faglie dirette, successive nel tempo, l'attività magmatica).

In questo contesto geodinamico, a partire dal Miocene inferiore, il settore crostale pugliese cominciò a subire gli effetti deformativi connessi alla formazione sia della Catena Appenninica, ad Ovest, che di quella dinarica, ad Est, assumendo così il ruolo di *Avampaese* (area non ancora raggiunta dall'orogenesi e verso la quale migrano i fronti di accavallamento dell'orogene). Inoltre, durante le fasi di costruzione dell'Appennino, l'*Avampaese Apulo* assunse progressivamente l'inflexione ed il sottoscorrimiento dei margini rivolti verso i fronti di avanzamento degli opposti edifici tettonici (RICCHETTI & MONGELLI, 1980), determinando così l'assetto morfostrutturale di pilastro tettonico (Horst), dislocato da faglie in diversi blocchi che subirono abbassamenti e sollevamenti relativi (par. 1.3).

Prima del significativo abbassamento del mare avvenuto durante il Messiniano ("crisi di salinità del Messiniano" nota in tutta l'area del Mediterraneo) circoscritte ingressioni marine, con la sedimentazione di carbonati, coinvolsero le porzioni marginali dell'*Avampaese Apulo* durante il Miocene (tav. 1 f.t.; fig. 1.11a). Un'estesa trasgressione marina caratterizzò la fine del Messiniano: gran parte delle aree emerse dell'*Avampaese Apulo* furono sommerse e si individuò la *Fossa Bradanica*, bacino marino interposto tra l'*Appennino Meridionale* e l'*Avampaese*. Si individuò all'inizio del Pliocene, durante le ultime fasi dell'orogenesi appenninica, in cui le aree occidentali dell'*Avampaese Apulo* degradavano verso Ovest, grazie ad un sistema di faglie distensive (par. 1.3).

Durante il Pliocene inferiore e medio, diverse emersioni ed immersioni coinvolsero l'*Avampaese*, testimoniate da depositi carbonatici di piattaforma aperta. Durante il Pliocene superiore, mentre il

fronte di accavallamento appenninico migrava verso Est, l'area in esame appariva come un vasto arcipelago, dove i blocchi sollevati costituivano delle isole rocciose calcaree, mentre i blocchi ribassati corrispondevano a bracci di mare poco profondi; la *Fossa Bradanica* era quindi un bacino marino profondo. Lungo le coste di queste isole si depositavano sabbie e ghiaie carbonatiche, mentre argille emipelagiche si sedimentavano nei settori marini poco profondi a fronte dell'Appennino (fig. 1.11b). Alla fine del Pliocene superiore e all'inizio del Pleistocene inferiore (fig. 1.11f), a causa del lento, eppure progressivo, affondamento, molte delle isole furono sommerse dal mare e le aree marine poco profonde si ampliarono con la conseguente deposizione delle argille emipelagiche (TROPEANO *et alii*, 2002).

La tappa finale dell'evoluzione geodinamica del territorio pugliese, tuttora in atto, iniziò nel Pleistocene (alla fine del Pleistocene inferiore-inizio del Pleistocene medio secondo CIARANFI *et alii*, 1983; Pleistocene medio secondo DOGLIONI *et alii*, 1996), quando l'*Avampaese Apulo* e la *Fossa Bradanica* cominciarono a sollevarsi (circa 0.5 mm/anno; DOGLIONI *et alii*, 1994). Tale sollevamento è stato interpretato (DOGLIONI *et alii*, 1994) come conseguenza della locale resistenza alla subduzione della porzione pugliese della Placca Adriatica (fig. 1.12), caratterizzata da uno spessore maggiore della litosfera continentale (100-110 km) rispetto a quella adriatica (70 km). A partire da quell'istante, si registrarono variazioni del livello del mare correlate a fenomeni tettonici (sollevamento *Piattaforma Apula* e *Fossa Bradanica*) ed a cambiamenti climatici (intervalli glaciali ed intervalli interglaciali) che portarono alla deposizione di depositi regressivi costieri del Pleistocene inferiore²-medio e di depositi marini terrazzati del Pleistocene medio-superiore (fig. 1.11 c-d, 1.11 f-g; tav. 1 f.t.), nonché di depositi alluvionali terrazzati pleistocenici. Il progressivo ritiro stadiale del mare è documentato dalla vistosa conformazione a terrazzi dei versanti costieri adriatico e ionico, nonché dai relativi depositi di età via via più recente ed esistenti in ordine decrescente sulle stesse superfici terrazzate (fig. 1.13). Tra le circa sedici superfici terrazzate comprese tra i 450 m s.l.m. e l'attuale linea di costa, riferi-

bili essenzialmente al Pleistocene glaciale (800.000÷20.000 anni fa), le uniche ad aver caratteri significativamente distintivi sono quelle a *strombus bubonius*, ascrivibili al Tirreniano e comprese tra i 15 e i 30 m s.l.m., tra Lido Silvana e S. Maria di Leuca. In base ai dati geocronologici, il tasso di sollevamento risulta essere stato dell'ordine di 0.2-0.3 mm/anno mentre quelli stratigrafici suggeriscono un tasso di almeno 0.5 mm/anno (DOGLIONI *et alii*, 1996). Il mare, in definitiva, alla fine del Pleistocene, regredì sino a quote di 100 metri al di sotto di quello attuale, sia pure con modalità intermittenti e con periodiche inversioni di tendenza (COTECCHIA & MAGRI, 1967; COTECCHIA *et alii*, 1969, 1971), per poi risalire al corrente livello in seguito alla deglaciazione post-wurmiana. Quest'ultima si attuò in due fasi successive: una prima, caratterizzata da una rapida ingressione del mare, che dall'inizio dell'Olocene si protrasse fino all'*Optimum Climatico*, ed una successiva, durante la quale il sollevamento fu più lento e di minore entità (MASTRONUZZI *et alii*, 1989).

In particolare, recenti studi (GALLICCHIO *et alii*, 2003) hanno sottolineato un'evoluzione sedimentaria pleistocenica di una parte del settore pugliese di *Avanfossa* (settore pedemontano del *Tavoliere delle Puglie*; Foglio 407 "San Bartolomeo in Galdo"), sostanzialmente diversa da quella registrata nelle restanti parti della *Fossa Bradanica* (TROPEANO *et alii*, 2002). Infatti, durante il ritiro del mare nel Pleistocene, questo settore di *Avanfossa* registrò un intenso sollevamento con erosione di una porzione delle argille emipelagiche plio-pleistoceniche e dei successivi depositi marini terrazzati, come descritto più avanti (par. 1.2.4).

1.2. - CARATTERI LITOLOGICI E STRATIGRAFICI

L'assetto litologico-stratigrafico del territorio in esame deriva dall'evoluzione geodinamica del settore meridionale del bacino adriatico, già descritta nel precedente paragrafo (figg. 1.3, 1.4, 1.7 e 1.11).

La tavola 1(f.t.), riporta la Carta Geologica schematica della regione pugliese e di una parte dei terreni ad essa adiacenti, redatta sulla base dei dati bibliografici disponibili (BONARDI *et alii*, 1988; CIARANFI *et alii*, 1988; CARTA TETTONICA D'ITALIA).

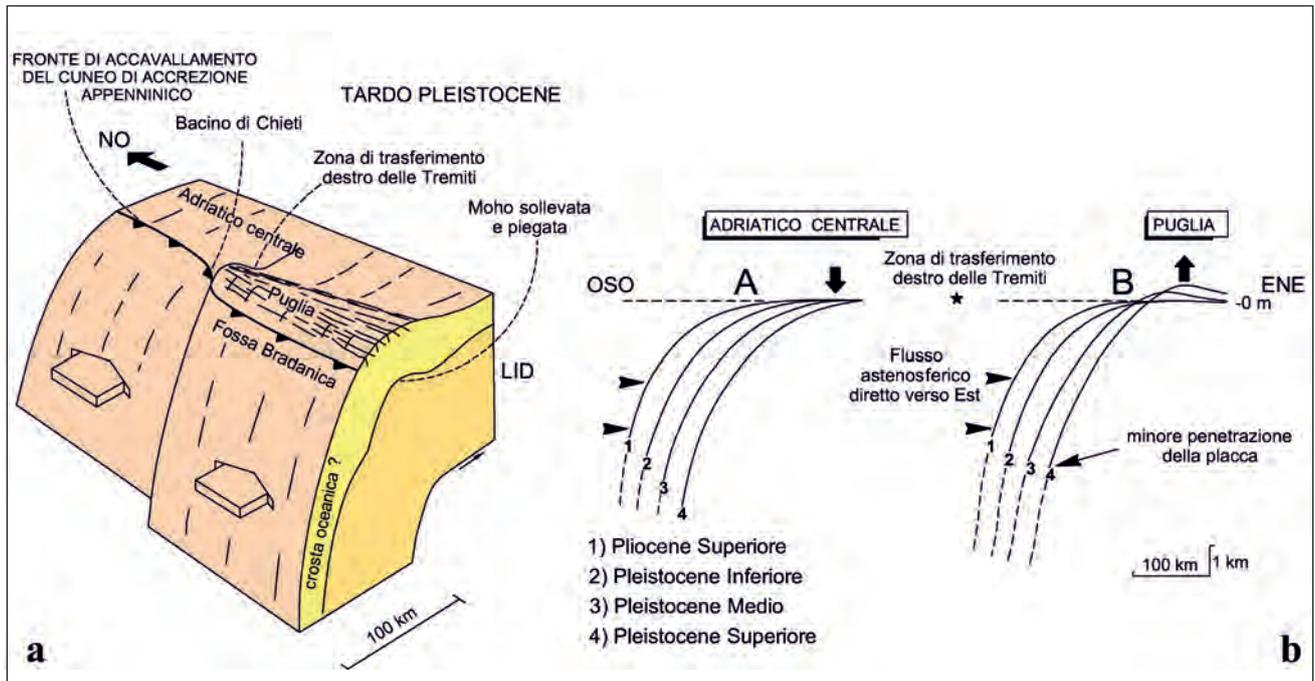


Fig. 1.12 – a) Diagramma a blocco mostrante il differente comportamento della litosfera dell'Adriatico e della Puglia; b) confronto tra l'andamento della subduzione nell'area centrale dell'Adriatico rispetto a quello del settore meridionale dal tardo Pliocene al tardo Pleistocene (da DOGLIONI *et alii*, 1944).

– a) Block diagram showing the different behaviour of Adriatic and Apulia lithosphere; b) subduction evolution in the central and southern Adriatic from Late Pliocene to Late Pleistocene (from DOGLIONI *et alii*, 1944).

I numerosi studi sinora condotti hanno permesso di delineare un quadro stratigrafico sufficientemente dettagliato delle successioni sedimentarie localmente affioranti (*successioni giurassico-quadernarie*) nelle cinque aree fisiografiche distinte in Puglia, mentre i termini più antichi, non affioranti (*successioni permotriassiche e triassiche*), sono stati intercettati unicamente nei pozzi petroliferi profondi (profondità anche maggiori di 6000 m). La *successione permotriassica*, quella più antica sovrastante il basamento cristallino metamorfico precambriaco (crosta continentale dello spessore di 25-30 km individuata con indagini geofisiche; unità 2 in figura 1.4), è stata intercettata, ad esempio, dai pozzi Puglia 1 e Gargano 1, rispettivamente a -6100 m e a -4542 m s.l.m. (tav. 1f.t.). Essa è rappresentata da depositi alluvionali e deltizi (arenarie, conglomerati e breccie poligeniche), passanti verso l'alto a depositi calcarei oolitici di mare poco profondo, e si sarebbe depositata tra il Permiano superiore ed il Triassico medio, sul margine settentrionale del paleocontinente africano. La *successione supratriassica*, sedimentatasi in un ambiente epicontinentale (unità 3 in figura 1.4), è stata intercettata nei già citati pozzi profondi, oltre che nel

pozzo Foresta Umbra (tav. 1 f.t.). Con spessori variabili da 1000 a 2500 metri circa, essa è costituita da calcari marnosi, marne e anidriti (*Anidriti di Burano*), sottostanti a depositi più spiccatamente dolomitici. Un esiguo lembo di questi depositi è stato individuato in località Punta delle Pietre Nere (Marina di Lesina). Trattasi dell'affioramento più antico riconosciuto in Puglia, costituito da rocce ignee (melasieniti alcaline, melagabbri alcalini, ultramafiti a grana grossa e porfiriti), carbonatiche (calcari neri compatti con intercalazioni di marne bituminose e calcari marnosi nerastrati) e da gessi selenitici di colore grigio-nerastro.

I caratteri litologici e stratigrafici delle successioni sedimentarie affioranti nelle diverse porzioni del territorio pugliese, sono descritti nel seguito.

1.2.1. - Unità giurassico-oligoceniche della Piattaforma Apula (Gargano, Murge e Salento)

Il corpo sedimentario fondamentale del territorio pugliese, di oltre 5000 m di spessore, è rappresentato dalle *formazioni carbonatiche di età giurassico-cretacea* della Piattaforma Apula, che presentano al loro interno alcune lacune stratigrafiche

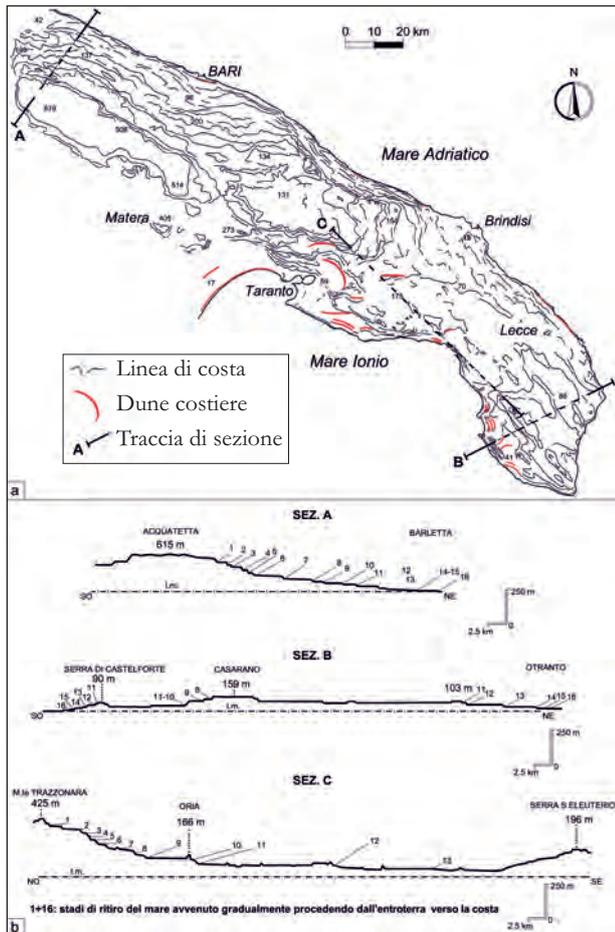


Fig. 1.13 – a) Carta schematica mostrante la distribuzione e l'andamento delle linee di costa pleistoceniche individuate nel territorio murgiano e salentino (da AA.VV., 1999); b) rappresentazione schematica dei terrazzamenti creatisi per il graduale ritiro del mare durante il Pleistocene Medio-Superiore (da CIARANFI *et alii*, 1988).

– a) Schematic map showing the distribution and pattern of the Pleistocene coastlines in Murgia and Salento (after AA.VV., 1999); b) sketch of the terraces produced as a result of the gradual sea retreat during the Late-Middle Pleistocene (from CIARANFI *et alii*, 1988).

dovute alle ripetute interruzioni nel processo sedimentario durante il Mesozoico. Le successioni di retroscogliera (laguna, margine interno) affiorano in tutto il territorio pugliese, quelle di scogliera-margine si ritrovano estesamente nel *Gargano* e localmente nelle *Murge*, infine, quelle di avanscogliera (margine esterno, pendio e bacino) affiorano unicamente nelle porzioni orientali del *Gargano* (fig. 1.14; tav. 1 f.t.).

Per quanto riguarda le successioni di retroscogliera (successioni di piattaforma carbonatica in tav. 1 f.t.), la porzione inferiore, sottostante la lacuna turoniana, affiora unicamente nell'area garganica (età Calloviano-Aptiano) e nell'area sud-occidentale delle *Murge* (età Valangiano superiore-Ceno-

maniano superiore), ove raggiunge uno sviluppo verticale intorno ai 2000 m. La porzione superiore, sovrastante la stessa lacuna, invece, affiora estesamente nel *Salento* e nelle *Murge* (Coniaciano inferiore–Maastrichtiano) e solo localmente nel *Gargano* (Coniaciano-Santoniano). In particolare, questa porzione di successione raggiunge spessori complessivi di circa 1000 m nel settore sud-orientale delle *Murge* mentre nel *Salento* gli spessori complessivi sono alquanto maggiori. Infatti, nel *Salento*, il limite inferiore di questa porzione non affiora ma è stato individuato nel sottosuolo in una perforazione eseguita nei dintorni di Ugento (tav. 1 f.t.) che ha attraversato per oltre 4.500 m l'intero sistema carbonatico cretaceo e la parte terminale di quello giurassico, senza raggiungere la base della Piattaforma Apula (CIARANFI *et alii*, 1988).

Sulla base dei recenti studi litologici, sedimentologici e biostratigrafici svolti, è stato proposto di attribuire il nome formazionale di *Calcare di Bari* (SPALLUTO *et alii*, 2005) a tutto l'intervallo stratigrafico inferiore della successione, e quello di *Calcare di Altamura* (GRAZIANO, 1994, 1999, 2001) all'intervallo stratigrafico superiore (post-lacuna turoniana) della stessa successione, distinguendo diversi membri all'interno di queste due formazioni (tav. 1 f.t.). Infine, localmente (area tarantina), l'intervallo stratigrafico più recente (Maastrichtiano superiore), ritenuto trasgressivo sul *Calcare di Altamura*, è stato attribuito alla formazione delle *Dolomie di Monte Sant'Elia*. Secondo la recente nomenclatura stratigrafica, per l'area garganica si dovrebbero abbandonare alcuni dei nomi formazionali noti in letteratura (Formazione di Sannicandro, Formazione di Rignano Garganico, Formazione di S. Giovanni Rotondo, Formazione di Monte la Serra, Calcari di Masseria Quadrone, Calcari di Monte Spigno e Calcari oolitici di Coppa Guardiola per l'intervallo inferiore, e di Calcari di Masseria Lauriola per l'intervallo superiore). Tuttavia, è necessario sottolineare che le successioni garganiche e murgiane ascrivibili al *Calcare di Bari* non sono completamente sovrapponibili. Infatti, i termini di età Aptiano superiore-Albiano, non sono noti nell'area garganica, e quelli di età Giurassico superiore-Cretaceo iniziale non affiorerebbero nelle *Murge* dove sicuramente sono stati intercettati in

profondità (v. Pozzo Puglia 1; tav. 1 f.t.). A tale proposito, COTECCHIA & ZEZZA (1972) hanno rilevato la presenza di successioni dolomitiche di età Giurassico superiore-Cretaceo inferiore, ben visibile in affioramento nella sponda destra del canale Camaggi; l'esistenza in affioramento di questa successione indicherebbe infatti che in corrispondenza delle attuali Murge si era instaurato un ambiente di sedimentazione analogo a quello che ha caratterizzato la deposizione dei coevi sedimenti del Gargano occidentale. Dal punto di vista tettonico, questo affioramento dimostrerebbe il generale e progressivo sprofondamento verso sud del Mesozoico pugliese a partire dall'horst garganico. Ciò indica l'esistenza di una anticlinale con nucleo in Giurese.

Delimitato al tetto da depositi bauxitici (ad esempio ex miniere di San Giovanni Rotondo e di Spinazzola) e da un vistoso modellamento carsico, il

Calccare di Bari, ben stratificato, è costituito da calcilutiti, con una struttura prevalentemente a lamine planari o ondulate di origine biologica (algale) o meccanica (idrodinamiche e di carico), e da calcareniti, micro e macrofossiliferi; le diverse litologie sono di norma organizzate in ripetute sequenze di tipo ciclotemico, accumulate su vasti fondali lagunari, poco profondi, e caratterizzati da una bassa o media energia delle acque. La ciclicità di sedimentazione prodotta dalle variazioni del livello marino è contraddistinta anche da episodiche emersioni di variabile durata, le quali sono contrassegnate, a seconda dei casi, da sottili livelli argillo-terrosi di colore rossastro, talora associati a microbreccie, come nel Gargano, o da tracce di grandi organismi (impronte di Dinosauri), da resti di vegetati terrestri nonché da discordanze giacitureali.

Nell'area garganica, le porzioni del *Calccare di Bari*, ascrivibili al margine interno sono rappresentate da calcari biostromali (Lamellibranchi e Gasteropodi) e da calcari oolitici.

Nell'area murgiana sono stati individuati tre brevi intervalli calcarenitici (con spessore decimetrico) tipicamente ricchi di macroforaminiferi, assunti come "livelli guida" per la loro costante distribuzione areale e posizione stratigrafica nell'ambito della successione in esame. Inoltre, nella stessa area del territorio pugliese, saltuariamente sono presenti strati e/o banchi di calcari organogeni costituiti da specifiche associazioni a grossi molluschi marini (Rudiste), intercalati a diverse ma ben definite altezze stratigrafiche. Anche questi intervalli di spessori modesti (non superiori a poche decine di metri) sono stati classificati come livelli guida e indicati in letteratura con nomi di locali centri abitati: "livello Andria" (età Valanginiano); "livello Corato" (età Bedouliano superiore), "livello Palese" (età Albiano superiore-Cenomaniano inferiore); "livello Sannicandro-Toritto" (età Cenomaniano superiore). Bisogna anche segnalare l'esistenza di un livello con abbondanti scheletri fossilizzati di pesci (strati ittiolitici), di età cenomaniana, affiorante nei dintorni di Rutigliano.

A diverse altezze stratigrafiche, alcuni strati rocciosi del *Calccare di Bari* presentano gli effetti di una dolomitizzazione, sia primaria sia secondaria, più o meno spinta a seconda dei luoghi. In particolare,

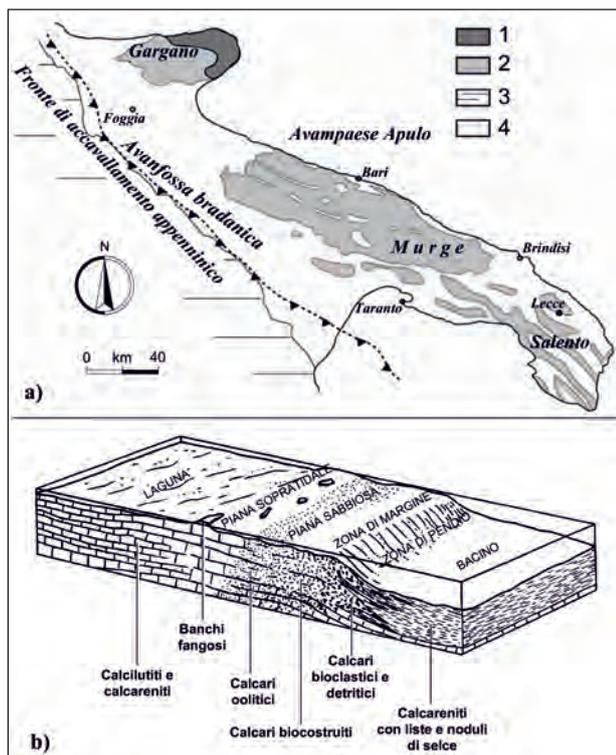


Fig. 1.14 – a) Schema geologico dell'area di studio (da SPALLUTO *et alii*, 2005). Legenda: 1 – unità mesozoiche carbonatiche di scarpata e bacino; 2 – unità mesozoiche carbonatiche di piattaforma; 3 – unità alloctone meso-cenozoiche appenniniche; 4 – unità plio-pleistoceniche di avanfossa e di avampaese; b) distribuzione degli ambienti deposizionali nella piattaforma carbonatica apula al Giurassico superiore – Cretaceo inferiore (da AA.VV., 1999) – a) *Geological sketch of the study area (after SPALLUTO *et alii*, 2005). Legend: 1 – slope and basin Mesozoic carbonate units; 2 – Mesozoic carbonate platform units; 3 – Meso-Cenozoic Apennine allocthonous units; 4 – Plio-Pleistocene foredeep and foreland units; b) distribution of depositional environments in the Apulian carbonate platform during Upper Jurassic and Lower Cretaceous (from AA.VV., 1999).*

nell'area murgiana, sono presenti banchi di dolomie calcaree microcristalline di origine primaria, massive o con struttura vacuolare, ben riconoscibili nel loro complesso dal caratteristico colore grigio scuro dovuto alla presenza di sostanza organica carbonizzata. I corpi massivi hanno uno spessore di svariate decine di metri e sono in particolare localizzati alla base (dintorni di Andria) e media superiore (dintorni di Bitonto e di Palo del Colle).

Il *Calcare di Altamura* è costituito da una sequenza ritmica ben stratificata di calcari micritici e calcari a Rudiste, in cui si individuano più tipi litologici: calcilutiti e calcareniti detritiche a grana più o meno fine, a Foraminiferi, Ostracodi e alghe, calcilutiti ce-roidi grigio-nocciola con frammenti di Rudiste, calcareniti a Rudiste, calcari incrostanti rossastri e terrosi, calcari dolomitici e dolomie calcaree. Nell'area murgiana, il tratto riferibile al Campaniano-Maastrichtiano inf. è costituito da calcari micritici e calcari dolomitici con Murgella spp, passanti a calcari dolomitici con Rhapydionina liburnica (RICCHETTI, 1975; REINA & LUPERTO SINNI, 1994).

Le *Dolomie di Sant'Elia* sono costituite da una sequenza, spesso 50 m circa, di strati dolomitici di colore grigio, a luoghi vacuolari, che affiorano limitatamente nei dintorni di Poggiorsini e di Massafra.

Nell'area garganica, le successioni di scogliera e di marginde esterno, riferibili all'intervallo cronologico compreso tra il Giurassico terminale ed il Cretaceo inferiore (ad es. successioni di margine di piattaforma: *Monte Sacro* e *Calcari di Monte degli Angeli*, tav. 1 f.t.), costituivano una barriera biocostruita limitante l'ambiente di laguna da quello di mare aperto. Il corpo di scogliera è formato da bancate di calcari biogeni macrofossiliferi di tipo coralgale, che passano lateralmente al margine esterno, rappresentato da megabrecce e calcari bioclastici con stratificazione lentiforme e rare intercalazioni di calcari oolitici.

Nell'area murgiana, la successione riferibile all'ambiente di scogliera-marginde è localmente rappresentata dai calcari biocostruiti di età Cenomaniano superiore affioranti nei dintorni di Ruvo di Puglia (BA), costituenti una scogliera isolata con forma di dosso, di modeste dimensioni areali (alcune centinaia di metri) e limitati spessori (30 metri circa), impiantata nell'ambito del sistema

sedimentario del "livello Toritto-Sannicandro" del *Calcare di Bari*. L'associazione fossile è composta essenzialmente da Rudiste tipiche di fondali mobili (Caprinidi) associati con forme di ambiente protetto (Radiolitidi, Ippuritidi). La biocostruzione è coperta, in alto e lateralmente, da una coltre di calcari detritici, clinostratificati, contenenti abbondanti bioclasti derivanti dalla demolizione della stessa biocostruzione.

Nelle *Murge* le successioni di margine-scarpata, di età Campaniano superiore-Maastrichtiano, affiorano unicamente nei dintorni di Ostuni (tav. 1 f.t.) in discordanza sui calcari di piattaforma del *Calcare di Altamura*. La successione di margine corrisponde alla formazione del *Calcare di Ostuni*, costituita da calcari biocostruiti a Rudiste, massicci in banchi spessi molti metri, ai quali si alternano calcareniti e calciruditi a Coralli, Foraminiferi bentonici e planctonici (PIERI & LAVIANO, 1989). La successione di scarpata corrisponde al *Calcare di Caranna*, eteropico rispetto alla precedente formazione, che è costituito da depositi detritici, da grossolani a molto grossolani, che formano accumuli estremamente caotici (blocchi di calcari biocostruiti a Rudiste dispersi in una matrice bioclastica fine).

Nel *Gargano*, gli affioramenti dei depositi di margine-scarpata-pendio sono maggiormente estesi (fig. 1.15, tav. 1 f.t.). Occupando il settore centrale del Promontorio, essi sono costituiti da calcari dolomitici e da dolomie selcifere, organizzati in sequenze cicliche ad evoluzione verticale, sia positiva sia negativa, con intercalazioni detritiche grossolane lentiformi, contrassegnate da abbondanti resti di macrofossili rimaneggiati, derivanti dalla demolizione della scogliera ad opera del moto ondoso. Sono altresì presenti, calcareniti torbiditiche (emipelagiti) con sottili liste di selce ed associazioni macro e microfossilifere di tipo bacinale. Nell'ambito di questa successione sono state distinte alcune unità formazionali, tra cui i *Calcari di Mattinata* (sinonimi: Calcari e dolomie di Monte Iacotenente, Calcari bioclastici di Mattinata, Formazione di Carpino, Formazione di Rodi Garganico), i *Calcari di Monte Sant'Angelo* ed i *Calcari di Monte Acuto* (sinonimi: Calcari tipo "craie" di Monte Acuto, Calcareniti di Monte Acuto, Formazione di Monte Acuto).

I *Calcari di Mattinata* (Berrasiano-Albiano) sono

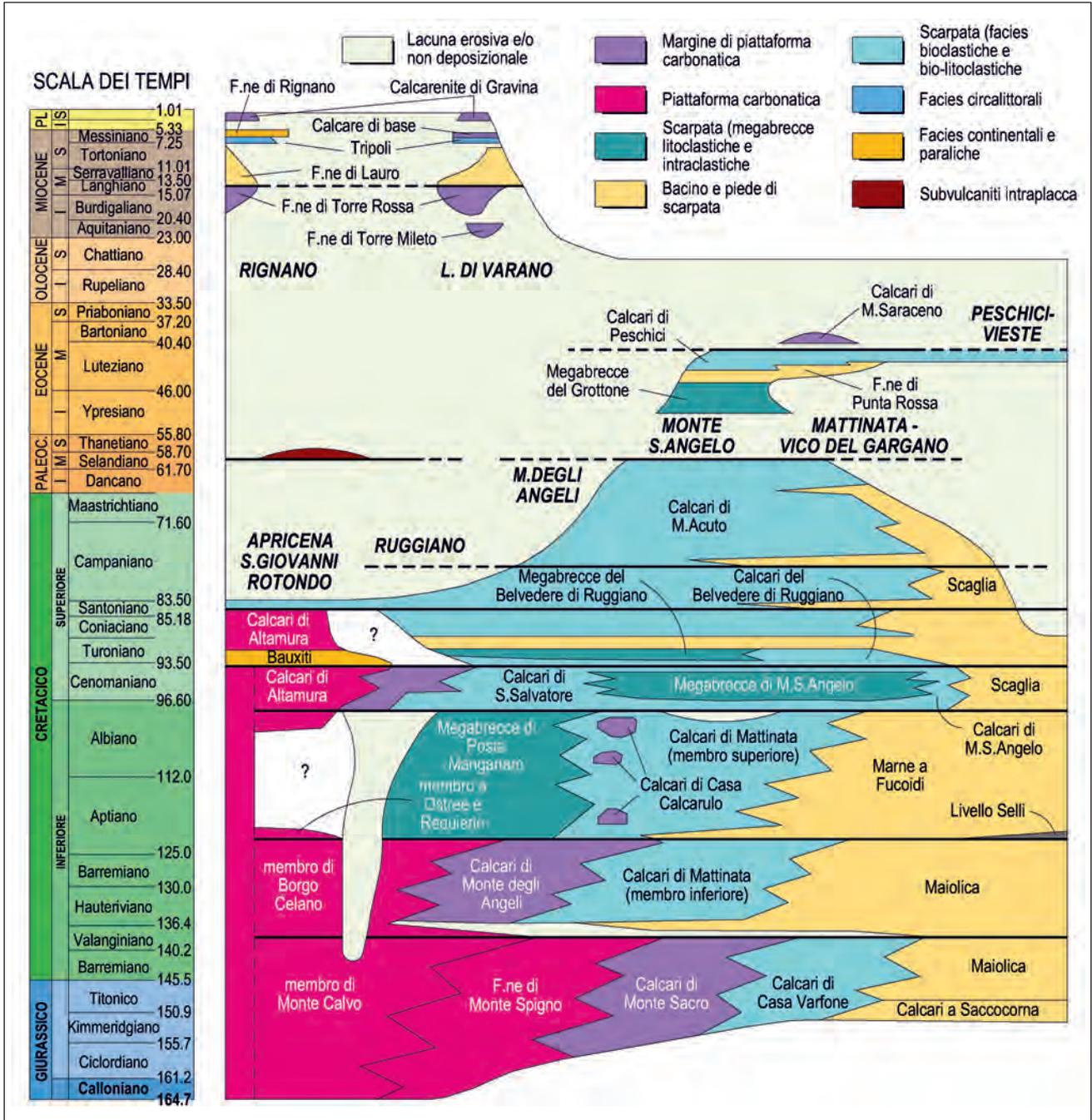


Fig. 1.15 – Schema litostratigrafico e sequenziale delle successioni affioranti nel Promontorio del Gargano (da GRAZIANO 1994, 1999, 2001; SPALLUTO *et alii*, 2005; CASOLARI *et alii*, 2000; mod., da PAVIA & ZUNINO, 2009).
 – Lithostratigraphic and sequential sketch of the successions cropping out in the Gargano Promontory (after GRAZIANO 1994, 1999, 2001; SPALLUTO *et alii*, 2005; CASOLARI *et alii*, 2000; modified, from PAVIA & ZUNINO, 2009).

costituiti da un'alternanza di calcari bioclastici, breccie calcaree e calcari compatti con liste e noduli di selce; superiormente prevale la facies clastica con aumento delle dimensioni dei litoclasti, a luoghi sono presenti anche facies marnose. Questa formazione è stata suddivisa in due membri (LUPERTO SINNI & MASSE, 1987) o in tre unità

(BOSELLINI *et alii*, 1993). Il contatto superiore con i *Calcari di Monte Sant'Angelo* è netto ed è marcato dalla lacuna stratigrafica di età albiana?-cenomaniana (fig. 1.15).

I *Calcari di Monte Sant'Angelo* (Albiano superiore?-Cenomaniano superiore) sono rappresentati da banchi e lenti di megabreccie, alternate a calca-

reniti grossolane in banchi e a livelli centimetrici di calcilutiti sabbiose.

Infine, la successione di pendio ascrivibile alla formazione dei *Calcari di Monte Acuto* (Coniaciano-Thanetiano superiore; GRAZIANO & ADABBO, 1996) è costituita da biocalcareniti bianco-giallastre, piuttosto friabili, stratificate; a luoghi sono presenti calcilutiti e calcilutiti sabbiose a Foraminiferi planctonici, con livelli microbioclastici. Infine, verso il basso, sono presenti intercalazioni di calcari organogeni compatti, biancastri o giallastri, ora micritici ora olocristallini, mentre verso l'alto sono frequenti le breccie carbonatiche, talora disposte in corpi canalizzati.

Le successioni bacinali affiorano unicamente nel settore orientale del *Gargano* (tav. 1 f.t.); sono rappresentate da depositi pelagici, che mostrano strette analogie litologiche con le classiche formazioni della *Maiolica* e della *Scaglia* dell'Appennino centro-settentrionale. Tra queste due unità è localmente interposto un corpo sedimentario lenticolare, costituito da depositi marnosi e da argilliti bituminose laminate (*black shales*) di ambiente anossico (*Marne a Fucoidi*).

La *Maiolica* (Valangiano?-Aptiano inferiore) è costituita da calcari micritici bianchi, ricchi in foraminiferi planctonici con intercalazioni di calcilutiti più o meno sabbiose, polverulente in superficie, disposte in strati centimetrici, a luoghi fortemente deformati da pieghe da scivolamento gravitativo e da faglie sin sedimentarie. In questa porzione della successione di bacino sono preponderanti le selci, sottoforma di liste, noduli e letti continui. Inoltre, all'interno della *Maiolica*, si rilevano corpi di breccie con clasti appartenenti alle unità formazionali di marginde-scarpata-pendio.

Le *Marne a Fucoidi* (Aptiano inferiore-Albiano superiore) sono rappresentate da calcari micritici biancastri, calcari marnosi grigi e marne calcaree verdastre, con livelli sottili di argille verdastre e rari livelli di selce nera. A luoghi, sono presenti livelli di argilliti bituminose laminate (*black shales*) e strati sottili di calcareniti e calciruditi silicizzate.

La *Scaglia* (Albiano superiore-Santoniano inferiore) è costituita da calcari micritici, leggermente marnosi, in strati sottili e medi; si ritrovano anche liste e noduli di selce, marrone chiaro o arancione,

e strati centimetrici di argille marnose.

Lungo la fascia costiera garganica compresa tra Peschici e Vieste, sulla successione di bacino è sovrapposta, con un contatto discordante, la *Formazione di Peschici*, di età eocenica, depositatasi in un ambiente costiero marginale e di pendio. Essa è costituita essenzialmente da banchi e strati di calciruditi e calcareniti torbiditiche a macroforaminiferi (Nummuliti), alternate e in graduale passaggio laterale con calcitorbiditi sottilmente stratificate. La successione presenta una debole giacitura cliniforme, caratterizzata da frequenti discordanze geometriche.

Nella fascia costiera salentina, da Otranto a Leuca, affiorano depositi eocenici, di marginde-pendio, simili a quelli descritti per il *Gargano*. In discordanza (lacuna Paleocene-Eocene inferiore) sui calcari di piattaforma interna del *Calcare di Altamura*, questi depositi si ritrovano in lembi circoscritti, di modesta estensione e spessore, costituiti da calcareniti massive ad alveoline e nummuliti (*Calcari di Torre Tiggiano* di età Luteziano inferiore-Bartonian) oppure da calcari bioclastici, ricchi di coralli frammentati e Alghe corallinacee (*Calcare di Torre Specchialaguardia* di età Eocene superiore). Lungo il tratto costiero tra Castro e Leuca, questi ultimi depositi si ritrovano sia sui lembi eocenici più antichi sia sugli strati cretacei del basamento.

Nel Salento, infine, affiorano depositi trasgressivi di marginde-pendio di età oligocenica, di maggiore estensione areale e con spessori più consistenti. Questi depositi sono rappresentati da due unità stratigrafiche, tra loro sovrapposte: *Calcari di Castro* (Cattiano inferiore-medio) e *Calcareniti di Porto Badisco* (Cattiano superiore). I *Calcari di Castro* sono costituiti, in prevalenza, da calcari bioclastici stratificati e da calcari organogeni in corpi massicci con facies di scogliera. Nel loro complesso si tratta di sedimenti carbonatici di margine di piattaforma con sviluppo di corpi biocostruiti a struttura massiccia associati a depositi bioclastici, prodotti dal disfacimento di scogliere. Il limite superiore è costituito da una superficie erosionale più o meno netta che li separa dalle sovrastanti *Calcareniti di Porto Badisco*. Quest'ultima formazione, depositatasi in un ambiente di piana intertidale esterna, è rappresentata da banchi di calcareniti e calciruditi bioclastiche poco cementate con fora-

miniferi bentonici, alternati a calcari organogeni con coralli e abbondanti alghe calcaree. La stratificazione non è evidente ed è marcata da superfici irregolari e da pacchi di lamine clinostatificate (CIARANFI *et alii*, 1988).

1.2.2. - Unità mioceniche dell'Avampaese Apulo (Gargano e Salento)

Le coperture di età miocenica, depositatesi in ambiente di piattaforma aperta o di litorale a seguito di trasgressioni del mare su aree marginali dell'Avampaese Apulo, affiorano su ampie superfici nel Salento e solo localmente nel territorio garganico (tav. 1 f.t.).

Lungo il margine occidentale e settentrionale del Gargano affiorano lembi delle coperture sedimentarie datate al Miocene superiore, note come *Calcareniti di Apricena*, che poggiano in trasgressione, con discordanza angolare, sul basamento carbonatico di età giurassico-cretacea, con l'interposizione, nel distretto delle cave di Apricena, di un sottile paleosuolo costituito da terra rossa, ricca di resti scheletrici fossili (Mammiferi, Uccelli, Rettili e Anfibi), che riempie le numerose fratture beanti e le cavità carsiche presenti nel substrato. Questa formazione miocenica è rappresentata da arenarie calcaree organogene di colore bianco-giallastro, tenere, con cemento calcareo scarso, passanti a calcilutiti, bianco-grigiastre e polverulente. Si presentano generalmente ben stratificate e a luoghi si osservano livelli pelitico-argillosi giallastri. I caratteri litologici e l'associazione fossilifera riconducono questa formazione ad un ambiente costiero coralligeno dell'infralitorale, instauratosi su fondali fangosi o rocciosi prospicienti ripidi pendii, o marginali rispetto ad una piattaforma appena sommersa (AA.VV., 1999). A tal riguardo, si distingue, quindi, una facies inferiore di ambiente costiero ed una, ad essa sovrastante, marcatamente clinostatificata di ambiente più profondo.

Nell'area salentina affiorano successioni stratigrafiche mioceniche, riferibili a due cicli sedimentari, probabilmente separati da una breve lacuna sedimentaria, ben distinti sotto gli aspetti paleogeografico e paleoambientale.

Al ciclo più antico (Burdigaliano-Messiniano inferiore; BOSSIO *et alii*, 1987, 1989) appartiene la for-

mazione della *Pietra leccese*, in trasgressione sia sui calcari cretacei sia su quelli paleogenici. Essa è costituita da calcari detritici, calcari bioclastici e da una biocalcarenite giallina, talvolta verdognola per la presenza di glauconite, priva di stratificazione. La parte alta della formazione mostra facies micritiche glauconitiche di colore verde scuro mentre nella parte bassa sono presenti orizzonti di calcari micritici glauconitici, noti in letteratura col termine "piromafo". La base è contrassegnata da un conglomerato con ciottoli calcarei o da depositi continentali argillosi o grigio-giallastri o nerastri con livelli di lignite (DEL PRETE & SANTAGATI, 1972). A Sud di Otranto, lungo il margine costiero orientale, la formazione della *Pietra leccese* è sostituita dalla *Calcarenite coralligena di Serra del Mito* (Langhiano-Tortoniano; Foglio 537 "Capo di S. Maria di Leuca" della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000). Quest'ultima formazione è rappresentata da una calcarenite fosfatico-glauconitica di colore bruno rosato o grigiastro, ricca in macrofossili, in prevalenza Coralli solitari, Lamellibranchi, Gasteropodi, Cefalopodi pelagici ("livello ad Aturia") e Foraminiferi planctonici, geneticamente riferibile ad una sedimentazione condensata (*hardground*), prodottasi su bassi fondali circoscritti in ambiente marino.

I depositi del ciclo sedimentario successivo (Messiniano inferiore) costituiscono un sistema deposizionale di piattaforma carbonatica, affiorante lungo il tratto salentino tra Castro e Leuca, con giacitura trasgressiva sulle unità più antiche, cretaceo-mioceniche. Trattasi della formazione delle *Calcareniti di Andrano*, depositatesi in un ambiente tidale/intertidale di piattaforma carbonatica interna, con il *Membro di Gagliano del Capo* formatosi in un ambiente di margine-pendio di piattaforma. Le *Calcareniti di Andrano* sono costituite da calcareniti e calciruditi ben stratificate, a luoghi oolitiche con struttura laminare a festoni, diagenizzate o semicoerenti con abbondanti macrofossili, rappresentati in prevalenza da gusci di Molluschi e Brachiopodi di medie e piccole dimensioni e da Echini e Briozoi, di ambiente intertidale. Nella parte inferiore sono presenti intervalli stratigrafici con intercalazioni siltitiche a fitta laminazione planare, in molti luoghi scompagnati e brecciati per effetto di deformazioni

gravitative (*slump*). Il *Membro di Gagliano del Capo* consiste in una biocostruzione coralligena (Porites sp.) - algale (Halimeda sp.), marginata da brecce e calciruditi con frammenti corallini e da calcareniti laminari clinostratificate macrofossilifere (Serpulidi, Vemetidi, Pettinidi), con intercalazioni di calcisiltiti microfossilifere (Foraminiferi bentonici e planctonici) nella parte distale.

1.2.3. - Unità plio-pleistoceniche dell'Avanfossa Appenninica e dell'Avampaese Apulo (intero territorio)

Alle unità mioceniche seguono le formazioni plio-pleistoceniche, testimoni delle trasgressioni marine che interessano, durante il Pliocene e l'inizio del Quaternario, aree della *Piattaforma Apula* e il settore meridionale dell'*Avanfossa Appenninica* (*Fossa Bradanica*) e che concludono il periodo di estesa continentalità durato per gran parte del Messiniano (par. 1.1).

Nell'area garganica, la successione marina plio-pleistocenica è organizzata in due corpi litologici, separati da discontinuità ubiquitarie, che si sono depositati in un'area tettonicamente attiva: un complesso inferiore carbonatico, a sua volta distinto in due unità sovrapposte, ossia la *Formazione del Lago di Varano* e la *Formazione dei Calcari a Briozoi* ed un'unità silicoclastica superiore, ossia la *Formazione di Serracapriola* (PAVIA *et alii*, 2010). La *Formazione del Lago di Varano*, datata al tardo Zancleano Piacenziano inferiore?, poggia sulle terre rosse residuali di età messiniana-pliocenica o direttamente sulla superficie carsificata del *Calcare di Bari*, del Mesozoico. La parte inferiore di questa formazione comprende tre litozone: litozona pelitico-calcareo (strati calcarei da medi a spessi, alternati a più sottili livelli argillosi bioturbati di colore verdastro), litozona calcarenitica (grainstones peloidali e bioclastiche ben classate a tessitura da fine a grossolana) e litozona a megabreccia. Le prime due testimonierebbero una trasgressione con transizione da facies lagunari a infralitorali, mentre quella costituita da un singolo strato tabulare di megabreccia è interpretata come il risultato deposizionale di uno tsunami. La porzione superiore della *Formazione di Varano*, al di sopra di una discontinuità con evidenze di esposizione subaerea, comprende sei litozone, con caratteri biostromali, i cui

rapporti geometrici ed i loro spessori alquanto variabili riflettono le irregolarità topografiche del fondale e le variazioni del tasso di sedimentazione.

La *Formazione dei Calcari a Briozoi*, datata al Pliocene superiore (Piano Gelasiano), con limite inferiore erosivo e livelli basali con ciottoli erosi dal substrato, è costituita da calcareniti bioclastiche da medie a grossolane, poco cementate ed organizzate in strati da decimetrici a metrici, con superfici di stratificazione mal definite. Le caratteristiche delle facies sedimentarie rilevate all'interno di questa formazione sono riconducibili, in parte, ad un trend regressivo dell'area di sedimentazione con passaggio da sedimenti di ambiente circalitorale a depositi dell'infralitorale superiore, i quali preludevano a una fase litorale con emersione nei settori orientali (PAVIA *et alii*, 2010).

Infine, la *Formazione di Serracapriola*, datata al Pliocene superiore-Pleistocene inferiore, rappresenterebbe la chiusura del ciclo marino ovest-garganico e si sarebbe depositata in un ambiente deposizionale tipo fan-delta, con apporto detritico dai quadranti nordoccidentali (CAPUANO *et alii*, 1996; CASOLARI *et alii*, 2000; PAVIA *et alii*, 2010). Essa è costituita da sabbie siltose con stratificazione piano-parallela passanti verso l'alto a sabbie con stratificazione incrociata a grande scala.

Nell'area salentina, la successione marina pliocenica è rappresentata da due formazioni geologiche: la *Formazione di Leuca* (Pliocene inferiore) e la *Formazione di Uggiano La Chiesa* (Pliocene superiore-Pliocene inferiore).

Nell'aggiornamento della nuova cartografia geologica (Fogli 536 "Ugento" e 537 "Capo di S. Maria di Leuca" della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000), la *Formazione di Leuca* è riportata come *Trubi*. Limitata inferiormente da una superficie inconforme, discordante sull'unità cretacea (*Calcare di Altamura*) e su quella miocenica (*Calcareniti di Andrano*), essa è costituita da brecce e conglomerati calcarei passanti verso l'alto a calcareniti glauconitiche semicoerenti di colore giallo verdastro, massive o con saltuaria stratificazione in banchi, ricche di Foraminiferi pelagici (Globigerinidi ed Orbulinidi) con intercalazioni di livelli macrofossiliferi (Lamellibranchi). La sedimentazione di queste calcareniti sarebbe avvenuta nella zona

esterna di un ambiente neritico profondo.

In trasgressione sulle unità cretaceo-pleioceniche, quindi con un limite inferiore inconforme e discordante, affiora la *Formazione di Uggiano La Chiesa*, che è rappresentata da calcareniti e calcisiltiti fossilifere (Lamellibranchi, Echini, Crostacei, Pesci, Briozoi, Alghe, Foraminiferi bentonici), a diagenesi incompleta, di colore giallo chiaro, massive o stratificate in banchi, sedimentatesi in un ambiente neritico, da costiero ad aperto.

La serie geologica plio-pleistocenica continua con la successione del Pliocene superiore²-Pleistocene inferiore depositatasi a seguito di una sommersione più estesa dell'*Avampaese Apulo*. Questa successione, infatti, affiora in gran parte del territorio pugliese (tav. 1 f.t.) secondo lembi discontinui (estremo occidentale del *Gargano*, *Murge* e *Salento*) o estesi affioramenti (*Fossa Premurgiana* e *Tavoliere delle Puglie*). Essa è rappresentata, in affioramento, dalle *Calcareniti di Gravina*, passanti verso l'alto e lateralmente per alternanze, ma rapidamente, alle *Argille subappennine*. A seguito del sollevamento neotettonico dell'area e del conseguente ritiro del mare (par. 1.1), dalle *Argille subappennine* si passa gradualmente ai depositi regressivi costieri (*Sabbie di Monte Marano* e *Conglomerato di Irsina*; tav. 1 f.t.)

Nelle aree murgiane e salentine, la formazione delle *Calcareniti di Gravina* (Pliocene superiore²-Pleistocene inferiore) affiora su aree più o meno estese o lembi residui, preferenzialmente in zone depresse. In affioramento il suo spessore è intorno ai 30-50 m mentre nel sottosuolo raggiunge gli 80 m. I maggiori spessori sono presenti soprattutto sul lato bradanico, verso la *Fossa Premurgiana*, e su quello ofantino delle *Murge* (CIARANFI *et alii*, 1988). Essa è costituita da biocalcareni e biocalciruditi intrabacinali e/o da calciruditi terrigene a clasti calcarei erosi dalle unità cretacee di avampaese (TROPEANO, 1994). Sono presenti alcune intercalazioni calcilutitiche e talora, in alcune depressioni morfotettoniche, si rilevano alla base delle argille e limi calcarei continentali (PIERI, 1975; IANNONE & PIERI, 1979, 1983). L'ambiente di sedimentazione è quello di spiaggia-piattaforma e, alla base, da piana alluvionale a laguna salmastra. Le *Calcareniti di Gravina* poggiano in trasgressione sui termini

cretacei nelle *Murge* e nel *Salento* settentrionale, mentre sui depositi paleogenici nel settore centro-meridionale del *Salento*.

Le *Argille subappennine* (Pliocene superiore²-Pleistocene medio²) sono costituite da argille e argille marnose, a luoghi fittamente stratificate, di colore grigio e giallastro, quando sono alterate, passanti verso l'alto ad argille limose e/o sabbiose. A diverse altezze dal piano campagna, sono presenti livelli e lenti sabbioso-limosi, maggiormente frequenti nelle porzioni superiori della successione, e livelli vulcanoclastici di diversa età (CIARANFI *et alii*, 1996).

I depositi regressivi costieri del Pleistocene inferiore-medio sono quindi rappresentati dalle *Sabbie di Monte Marano*, passanti verso l'alto al *Conglomerato di Irsina*, formazioni geologiche affioranti nel settore interno della *Fossa Premurgiana* o a ridosso della catena appenninica (tav. 1 f.t.). Le *Sabbie di Monte Marano* (Pleistocene inferiore-medio) sono costituite da sabbie quarzose e calcaree mentre il *Conglomerato di Irsina* (Pleistocene medio) è rappresentato da un conglomerato poligenico in banchi.

Le *Argille subappennine* poggiano in continuità di sedimentazione verticale e laterale sulle *Calcareniti di Gravina*, lungo le rampe dell'*Avampaese Apulo* e sulla successione plio-pleistocenica dell'*Avanfossa Appenninica* (*Fossa Premurgiana* e *Tavoliere delle Puglie*). Ad esempio, nell'area del *Tavoliere*, questa formazione passa in profondità alla successione argilloso-sabbiosa plio-pleistocenica di *Avanfossa Appenninica*, ricostruita da BALDUZZI *et alii* (1982), attraverso l'analisi di numerosi sondaggi perforati per ricerche di idrocarburi nell'area del settore pugliese dell'*Avanfossa*. Trattasi di una successione argillosa e argilloso-sabbiosa, abbastanza omogenea in senso longitudinale (NNO-SSE) ma che presenta apprezzabili variazioni in senso trasversale. In particolar modo, i corpi sabbiosi presenti all'interno della successione si riducono lateralmente verso Est, terminando a *pinch out* verso NE, fino ad essere completamente sostituiti da argille di piattaforma. Ad Ovest, ai margini dell'Appennino, questa successione è troncata dalle coltri alloctone, mentre il suo spessore tende a diminuire verso l'*Avampaese*. Le ripetute e irregolari alternanze degli strati sabbiosi, a luoghi ghiaiosi, sono stati interpretati come intervalli di

sedimentazione torbiditica. BALDUZZI *et alii* (1982) hanno evidenziato inoltre la progradazione verso oriente dei corpi torbiditici e il ringiovanimento, nella stessa direzione, della trasgressione basale. Le porzioni affioranti di questa successione sono rappresentate dalle *Argille subappennine* e dai *Depositi regressivi costieri pleistocenici*. Una dettagliata descrizione dei depositi plio-pleistocenici di avanfossa è contenuta in PATACCA & SCANDONE (2001, 2007), che hanno raggruppato tali depositi in due principali sequenze deposizionali (P_{1-2} e Q_{1-2} in PATACCA & SCANDONE, 2007; fig. 1.16). La prima sequenza (P_{1-2}) è costituita da due unità torbiditiche (3.30-1.83 Ma) che ricoprono in disconformità dei depositi emipelagici del Pliocene inferiore-medio (3.70-3.30 Ma). Nell'area del *Basso Molise-Gargano*, questi depositi possono raggiungere uno spessore massimo di circa 200 metri. L'unità torbiditica inferiore è costituita da arenarie e peliti finemente stratificate passanti lateralmente a solo peliti, mentre quella superiore, delimitata alla base da un livello calcarenitico, è caratterizzata da un rapporto sabbia/argilla maggiore. Questa prima sequenza corrisponde al *cuneo clastico sabbioso-argilloso pre-rampa* descritto da PATACCA & SCANDONE (2001) e mostrato nei profili geologici di figura 1.17. La successione all'interno di questo cuneo è costituita quindi dalla sequenza torbiditica arenaeo-pelitica che, nell'area del basso Molise-Gargano, presenta uno spessore massimo pari a 400-450 metri. La sequenza sedimentaria pleistocenica (Q_{1-2}) include cinque unità deposizionali (fig. 1.16). L'unità inferiore (1.83-1.57 Ma) è rappresentata da un deposito di emipelagiti, molto sottile. La seconda (1.57-1.50 Ma) è una unità torbiditica, spesso al massimo 1500 m, corrispondente al *cuneo clastico argilloso-sabbioso di sin-rampa* di PATACCA & SCANDONE (2001) che, nelle porzioni interne, risulta troncato dalla rampa frontale dell'alloctono (fig. 1.17). Le porzioni più interne di questa unità sono prevalentemente costituite da depositi caotici franati dal fronte dell'alloctono (ROSSI, 1986). La terza unità (1.50-1.25), rappresentata da depositi torbiditici bacinali, localmente canalizzati, costituisce la base di un deposito che trasgredisce in discordanza angolare sulle unità sottostanti, incluse quelle dell'alloctono. Essa passa

verso l'alto ad un *sistema argilloso* (e subordinatamente sabbioso-argilloso) *trasgressivo* costituito essenzialmente da peliti con qualche intervallo sabbioso (quarta unità con età 1.25-0.92; deposito trasgressivo di post-rampa in figura 1.17), che a sua volta passa gradualmente verso l'alto ad un *sistema argilloso-sabbioso progradante*, costituito da peliti di piattaforma (quinta unità 0.99-0.66; depositi antichi *post-ramp prograding* in figura 1.17). Le ultime due unità identificano la formazione delle *Argille subappennine* delimitata in alto dalla base dei depositi regressivi (0.66 Ma in figura 1.17), costituiti dalle arenarie di acque poco profonde (*Sabbie di Monte Marano* in figura 1.16) passanti verso l'alto ai conglomerati fluvio-deltizi (*Conglomerato di Irsina* in figura 1.16). Infine, è importante evidenziare che le età attribuite nei lavori di PATACCA & SCANDONE (2001, 2004, 2007) ai corpi plio-pleistocenici dell'avanfossa sono alquanto diverse da quelle riportate in letteratura e nei logs di pozzo per il settore meridionale dell'avanfossa (CASNEDI *et alii*, 1981; BALDUZZI *et alii*, 1982), le quali risultano essere cronologicamente più antiche rispetto alle altre. Questo "invecchiamento" può derivare da attribuzioni cronologiche errate giustificate dai diffusi fenomeni di rimaneggiamento che caratterizzano le aree di avanfossa (PATACCA & SCANDONE, 2001).

1.2.4. - Unità pleistoceniche - oloceniche (intero territorio)

Queste unità sono rappresentate dai *Depositi marini terrazzati* del Pleistocene medio-superiore e dai *Depositi alluvionali terrazzati* del Pleistocene medio-Olocene?, riferibili a più cicli sedimentari marini e/o fasi di alluvionamento, nonché dai *Depositi fluviali recenti ed attuali* (Pleistocene superiore-Olocene) e dai *Depositi costieri attuali olocenici* (tav. 1 f.t.). Nella nuova cartografia geologica i depositi terrazzati sono ascrivibili a diversi *Supersintemi* (ad es. alluvionali: *Supersintema del Tavoliere delle Puglie* e quello del *Fiume Ofanto*, tra quelli marini il *Supersintema delle Murge*). Secondo la nomenclatura stratigrafica internazionale, attualmente in vigore, il *sintema* è l'unità fondamentale della stratigrafia, delimitata da limiti inconformi. In base all'importanza stratigrafica delle discontinuità che delimitano le unità, il *sintema* è suddivisibile in due o più *subsintemi*, così come due o più

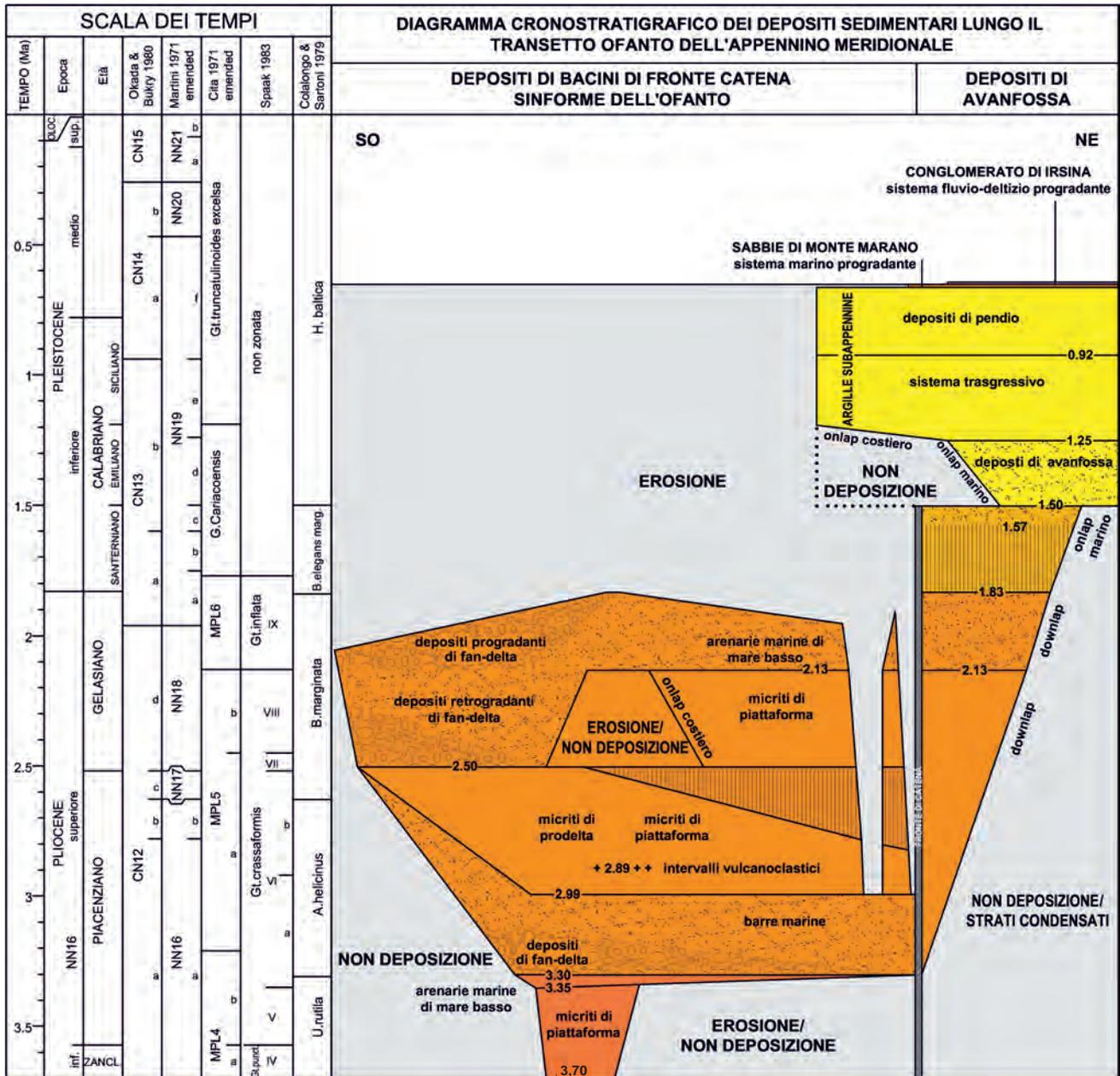


Fig. 1.16 – Diagramma crono stratigrafico dei depositi plio-pleistocenici della catena, del bacino di avanfossa e dell'avampaese nell'area attraversata dal profilo CROP-04 (mod., da PATACCA & SCANDONE, 2001, 2007).

– Chrono-stratigraphic chart of Plio-Pleistocene deposits of chain, foredeep and foreland in the area crossed by the CROP-04 profile (mod., from PATACCA & SCANDONE, 2001, 2007).

sintemi possono essere raggruppati in un *supersintema*.

In generale, i *Depositi marini terrazzati* (*Supersintemi marini*) sono depositi di spiaggia e di piana costiera, da sabbiosi a conglomeratici (sabbie quarzose giallastre, calcari coralgali, calcareniti organogene, conglomerati etc.) oppure limosi o sabbiosi limosi. Essi poggiano in discordanza su superfici di abrasione, poste a quote diverse ed incise nel substrato cenozoico, nei depositi plio-pleistocenici della *Fossa Bradanica* e nei depositi terrazzati più an-

tichi. Superiormente ogni unità è definita da una superficie strutturale pianeggiante corrispondente ad un terrazzo marino, delimitato a monte e a valle da un gradino, il quale corrisponde a tratti di paleolinee di costa (RICCHETTI *et alii*, 1988).

Nell'area delle Murge, ad esempio, sono state individuate sedici paleolinee di costa che si elevano da circa 340 m sino a circa 2-6 m sull'attuale livello marino (fig. 1.13b); i tre terrazzi più elevati sono però privi di depositi. In corrispondenza di alcune

placche di questi depositi sorgono diversi centri abitati delle Murge come Gioia del Colle, Acquaviva delle Fonti, Cassano Murge e Casamassima. Infatti, nel passato gli affioramenti di questi depositi sono stati ritenuti luoghi idonei per degli insediamenti umani, essendo sede, come si vedrà in seguito, di falde freatiche, se pure modeste (cap. 15).

Nell'area salentina, dove affiorano estesamente nella *Depressione tarantino-brindisina*, sono stati riconosciuti dieci episodi sedimentari relativi ad altrettante superfici terrazzate che si elevano da circa 180 m sino a 2-3 m sull'attuale livello marino (fig. 1.13b). In taluni casi il contatto è sottolineato da livelli di terra rossa. Lo spessore, generalmente molto esiguo, raggiunge al massimo i 10 metri.

I *Depositi marini terrazzati*, costituiti da ghiaie, sabbie e limi, affiorano estesamente invece in tutto il *Tavoliere delle Puglie*, ove raggiungono spessori ragguardevoli, fino a circa 100 m in prossimità della costa. In questo settore del territorio pugliese, DELANO SMITH (1973) ha distinto sei ordini di *terrazzi marini* e precisamente, partendo dal più antico:

- 400 m s.l.m. ai margini dell'Appennino Dauno (Calabriano), che corrisponde presumibilmente alla superficie sommitale del *Conglomerato di Irsina*;
- fra 250 m e 150 m s.l.m., visibile nei pressi di S. Severo e Cerignola, riferibile al Siciliano;
- fra 100 m e 50 m s.l.m. costituente la spianata di Foggia e riferito al Milazziano;

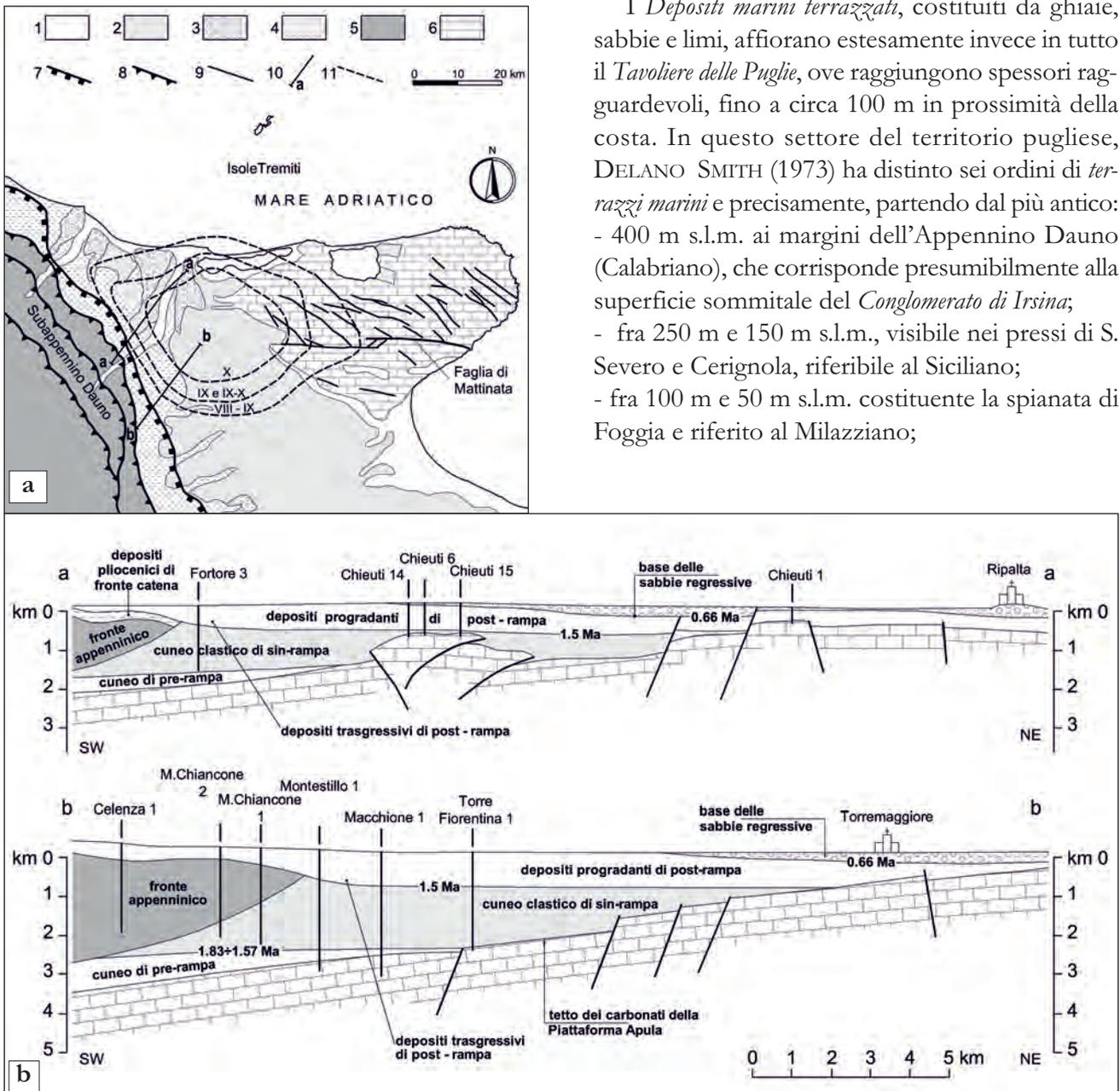


Fig. 1.17 - a) Carta geologica schematica con le isosisme del terremoto del 1627; b) sezioni geologiche schematiche (mod., da PATACCA & SCANDONE, 2004).
 Legenda: 1 - depositi olocenici; 2 - depositi continentali del Pleistocene Medio e Superiore; 3 - depositi marini regressivi e continentali del Pleistocene medio; 4 - argille marine del Pleistocene Inferiore; 5 - depositi della Catena Appenninica; 6 - carbonati della Piattaforma Apula; 7 - fronte sepolto della Catena Appenninica; 8 - sovrascorrimenti; 9 - faglie; 10 - traccia dei profili geologici riportati nel riquadro sottostante; 11 - isosisme del terremoto 1627.

- a) Schematic geological map, showing the 1627 earthquake isoseismic lines; b) schematic geological sections (modified, from PATACCA & SCANDONE, 2004). Legend: 1 - Holocene deposits; 2 - Middle - Upper Pleistocene continental deposits; 3 - Middle Pleistocene marine regressive and continental deposits; 4 - Lower Pleistocene marine clays; 5 - Apennine Chain deposits; 6 - Apulian Platform carbonates; 7 - buried front of the Apennine Chain; 8 - thrusts; 9 - faults; 10 - line of geological profiles shown in the inset; 11 - 1627 earthquake isoseismic lines.

- fra 35 m e 30 m s.l.m., relativo alla spianata di Amendola e Trinitapoli (Tirreniano);
- intorno ai 15-12 m s.l.m. del Monastiriano, rinvenibile in piccole placche residue come a Masseria Cupola;
- a circa 5 m e 3 m s.l.m., ricoperto da colmate artificiali (Nizzano o Versentiano).

Secondo gli studi svolti da CALDARA & PENNETTA (1989, 1991) e da BOENZI *et alii*, (1992), nel settore meridionale del Tavoliere, quello compreso tra il Fiume Ofanto e il Torrente Cervaro, il tetto delle *Argille subappennine* è conformato in ripiani inclinati e degradanti verso il Golfo di Manfredonia, interpretati come spianate di abrasione marina formatesi in concomitanza di stasi del livello marino (tav. 1 f.t., fig. 1.18). Durante la generale regressione pleistocenica del mare, le linee di costa non sono arretrate parallelamente fra di loro, ma da un originario allineamento NO-SE (v. le spianate I e II di tab. 1.1 e fig. 1.18), si sono disposte progressivamente verso E-O (spianata V) e successivamente si sono riallineate secondo l'attuale linea di costa (NO-SE). Sulle succitate nove spianate, sono stati riconosciuti depositi marini riconducibili ad uno o più cicli sedimentari, in particolare le spianate I-III sono sormontate da sedimenti marini depositatisi in un unico ciclo. Gli spessori di questi depositi decrescono a partire dalla quota più alta e sono costituiti in prevalenza da litofacies grossolane con una copertura sommitale conglomeratico-ghiaiosa. Altresì, le spianate IV-IX sono formate da almeno due cicli sedimentari, con litofacies sabbiose passanti ad argillose procedendo verso l'attuale linea di costa. Infine, sono state riconosciute facies lagunari a diversa salinità nei depositi sovrastanti le spianate I, V, VI (secondo ciclo) e IX (terzo ciclo).

In riferimento ai *Depositi marini terrazzati* presenti nel settore centrale del Tavoliere (dal Torrente Cervaro sino a poco più a Nord di S. Severo), gli studi sulle fasi di terrazzamento sono ancora in corso. Allo stato attuale delle conoscenze, al tetto delle *Argille subappennine*, sono stati individuati in maniera frammentaria lembi di depositi marini riferibili a 16 spianate di abrasione, di cui il margine più interno della spianata più alta individuata è posto a 430 m s.l.m. (MOCCIA, 1993). Inoltre,

anche in questo settore sono stati rilevati più cicli sedimentari sovrapposti e il loro numero tende ad aumentare verso l'attuale linea di costa.

Infine, nel "settore settentrionale" del Tavoliere, posto a Nord dell'allineamento strutturale Torre Mileto-Diga di Occhito, le *Argille subappennine* affioranti diffusamente a ridosso della Catena Appenninica sono troncate dai *Depositi marini terrazzati*, i quali presentano il loro maggiore spessore. Infatti, nel pozzo Termoli Mare 1, il tetto della formazione argillosa pleistocenica è stato ritrovato a circa 138 m dal p.c. L'unico dato biostratigrafico significativo è quello connesso alla presenza del Tirreniano in corrispondenza di un affioramento di biocalcareni nei pressi di Punta delle Pietre Nere, poco al di sopra del livello del mare. L'attuale piana costiera sembra, inoltre, essere marcata da evidenze morfologiche riferibili alle oscillazioni della linea di costa a partire dall'Optimum climatico fino ad oggi (MASTRONUZZI *et alii*, 1994).

Per quanto riguarda i *Depositi alluvionali terrazzati* affioranti nel Tavoliere (tav. 1 f.t.), essi sono costituiti da ciottoli poligenici, a luoghi cementati, con intercalazioni sabbiose, da sabbie, argille e limi, secondo alternanze lenticolari che si incrociano e anastomizzano di frequente (COTECCHIA, 1956). Nella parte più superficiale, questi depositi sono interessati da una crosta evaporitica di natura calcarea, il cui spessore può raggiungere anche gli otto o dieci metri (COTECCHIA, 1956; CALDARA & PENNETTA, 1993) e la cui genesi sarebbe riconducibile al fenomeno della risalita capillare e al clima fortemente arido che in passato ha caratterizzato l'area. Questi depositi poggiano in trasgressione in parte sui depositi plio-pleistocenici di avanfossa ed in parte sui *Depositi marini terrazzati*.

In base agli studi svolti da PAREA (1986), il Tavoliere risulta essere costituito da una serie di piane alluvionali, ognuna incisa nella precedente, poste a quote diverse; le maggiori inclinazioni si riscontrano in quelle più antiche e più lontane dall'Appennino. I livelli di base delle pianure, corrispondenti a livelli di mare alto, si troverebbero attualmente sommersi nel Golfo di Manfredonia o coperti dai depositi alluvionali olocenici. Nello specifico, le coltri alluvionali dei Torrenti Fortore, Carapelle e Cervaro, appartenenti al *Supersintema del Tavoliere*, sono state suddivise in tre orizzonti prin-

cipali: le alluvioni grossolane basali, quelle fini pedogenizzate intermedie e infine le alluvioni fini sommitali. L'orizzonte pedogenizzato è riferito all'Età del Bronzo, data la presenza di reperti archeologici in questo intervallo in località Tertivieri (Torrente Vulgano).

Con riferimento al settore pedemontano del *Tavoliere delle Puglie*, che si estende dal fronte del Subappennino Dauno fino all'area di Lucera, i recenti rilevamenti geologici (Foglio 407 "San Bartolomeo in Galdo", scala 1:50.000) hanno individuato sette principali sintemi all'interno del *Supersintema del Tavoliere delle Puglie* (GALLICCHIO *et alii*, 2003), rinvenuti in corrispondenza di più paleosuperfici poste a differenti altezze sul livello del mare. Il loro substrato, costituito quasi ovunque dalle argille sabbiose supraplioceniche ascrivibili alle *Argille subappennine*, è solo a luoghi rappresentato, verso monte, da unità

appenniniche, e verso valle da altri depositi alluvionali più antichi. La superficie di base di ogni singolo sintema è risultata essere inclinata verso Est, con angoli decrescenti da monte verso valle (da 2.6° a 0.5°); inoltre, a parità di distanza dalla catena, i sintemi più antichi hanno mostrato angoli di inclinazione maggiori rispetto ai sintemi più giovani. Essi affiorano in lembi residui e di spessore variabile da pochi metri ad un massimo di 10 m, e sono costituiti da ghiaie poligeniche ed eterometriche con granuli da qualche cm a blocchi di oltre 1 m (con embriature prevalenti provenienti da O), associate ad intercalazioni lenticolari di sabbie grossolane. Da monte verso valle, le ghiaie mostrano un passaggio graduale a depositi sabbiosi o ghiaiosi con maggior presenza di lenti sabbiose, nonché un aumento del grado di classazione ed una diminuzione di matrice. Infine si è osservato un passaggio da corpi ghiaiosi

Tab. 1.1 - *Schema riassuntivo delle spianate di abrasione al tetto delle Argille subappennine rilevate nel Tavoliere meridionale e relativi cicli sedimentari ad esse sovrapposti (da CALDARA & PENNETTA, 1991, 1993)*

– Scheme of the abrasion flatlands at the top of the sub-Appennine clays in the southern Tavoliere plain and related superimposed sedimentary cycles (from CALDARA & PENNETTA, 1991, 1993).

Ordine della spianata di erosione	Località	Quota margine interno (m s.l.m.)	n° cicli riconosciuti	Litologia	Spessore (m)
I	Salvetere – Posta da piedi	250	1	sabbioso-conglomeratico	77
II	Capacciotti	220-210	1	arenaceo-conglomeratico	50
III	Fontana del Bue	140	1	sabbioso-arenaceo-ghiaioso	40
IV	Mass. Tramezzo – Mass. Toro	110	2	sabbioso-conglomeratico argilloso-sabbioso	40 10
V	Cerignola	90	1?	sabbioso-argilloso-sabbioso	40
VI	Ortanova – San Ferdinando	20	2	arenaceo-sabbioso ghiaioso-argilloso-sabbioso	16 40
VII	Posta Uccello - Trinitapoli	0	2	sabbioso arenaceo argilloso-conglomeratico	30 23
VIII	Guado Guarnieri – Pal. Piccardi	-20	2	ghiaioso-argilloso ghiaioso-argilloso	25 25
IX	Posta Giordano - Cerina	-40	3	sabbioso-conglomeratico sabbioso-argilloso argilloso-sabbioso	10 12 19

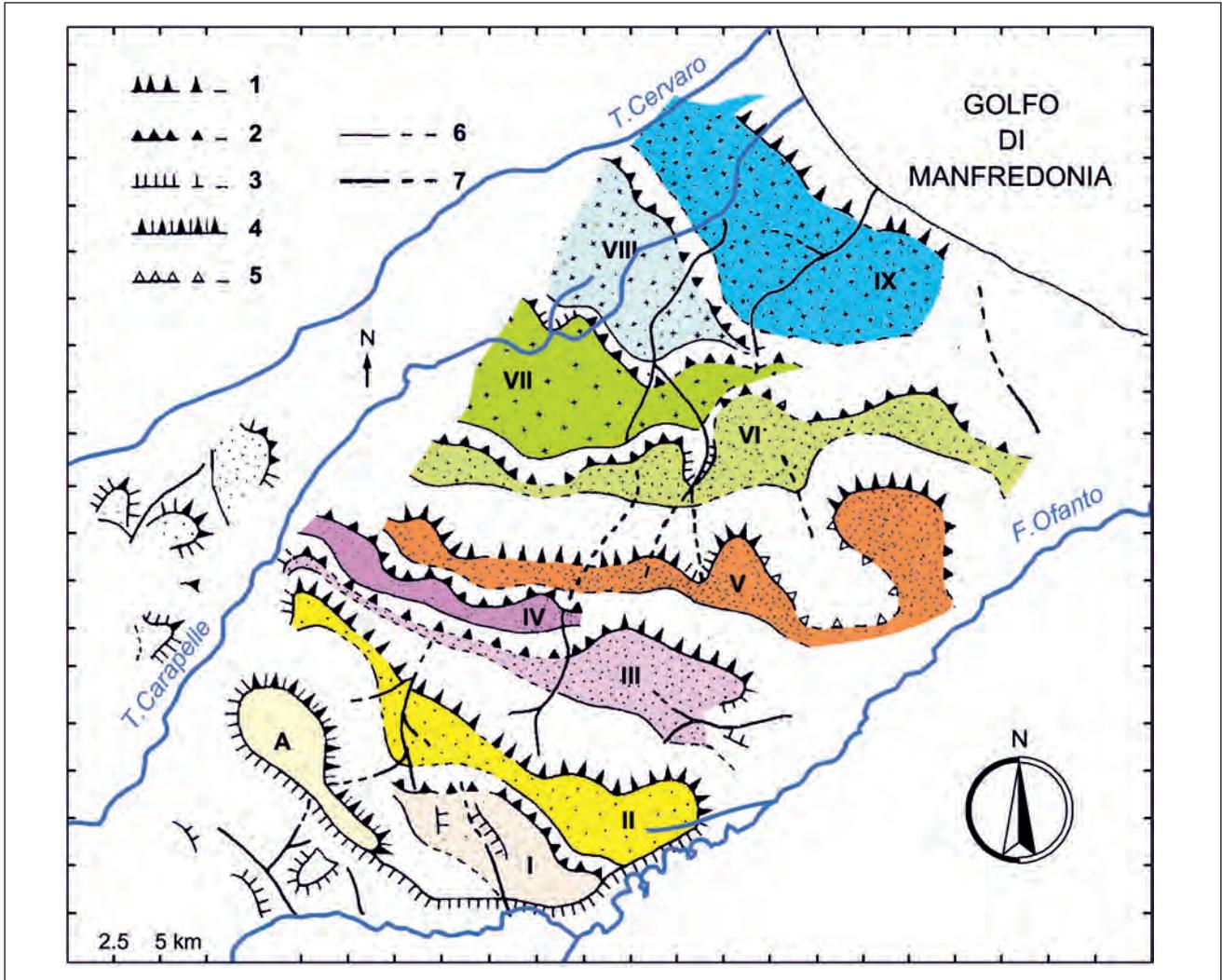


Fig. 1.18 – Settore meridionale del Tavoliere: morfologia sepolta del tetto delle Argille in contatto con le sovrastanti Sabbie di Monte Marano (A) (da BOENZI *et alii*, 1992; CALDARA & PENNETTA, 1993). Legenda: I-IX – spianate a quote via via decrescenti procedendo dall'interno verso la costa; 1 – scarpata di abrasione marina superiore a 30 m; l.m.m. 2 – scarpata di abrasione marina inferiore a 30 m; l.m.m. 3 – scarpata di erosione fluviale; 4 – scarpata di erosione di origine complessa; 5 – scarpata di origine incerta; 6 – margine interno di terrazzo; 7 – paleoalveo.

– Southern sector of the Tavoliere plain: morphology of the buried top of the sub-Apennine Clays at contact with the overlying Monte Marano sands (A) (from BOENZI *et alii*, 1992; CALDARA & PENNETTA, 1993). Legend: I-IX – terraces (Roman numbers indicate levels at decreasing altitude from inland toward the coastline); 1 – marine abrasion scarp higher than 30 m; l.m.m. 2 – marine abrasion scarp lower than 30 m; l.m.m. 3 – fluvial erosion scarp; 4 – erosion scarp of complex origin; 5 – scarp of uncertain origin; 6 – inner margin of terrace; 7 – palaeo-riverbed.

non stratificati, massivi e privi di strutture sedimentarie, a corpi sabbioso-ghiaiosi con accenni di stratificazione e rare forme erosive canalizzate e orientate Est-Ovest (GALLICCHIO *et alii*, 2003). In base ai caratteri sedimentologici e morfologici, nell'area pedemontana del Tavoliere, il *Supersintema del Tavoliere delle Puglie* sarebbe rappresentato da depositi di ambienti di conoide alluvionale da prossimale a distale, fino al passaggio con depositi alluvionali di tipo *braided*; ciascun sintema deposizionale presenta un *trend* evolutivo retrogradazionale. In sintesi, secondo quanto riportato in

GALLICCHIO *et alii*, 2003, il settore pedemontano del Tavoliere delle Puglie, ricadente nel Foglio 407 “San Bartolomeo in Galdo”, avrebbe mostrato un'evoluzione sedimentaria differente da quella degli altri settori della *Fossa Bradanica*. Infatti, mentre in gran parte della *Fossa Bradanica* (area lucana compresa fra Genzano di Lucania e la zona costiera metapontina e, più a nord, area pugliese da Ascoli Satriano a Barletta e dalla valle del fiume Fortore fino alla fascia costiera di Lesina) sulla formazione delle *Argille subappennine* poggia una serie di depositi grossolani costieri (*Depositi costieri regressivi*, in PIERI

et alii 1996) a testimonianza del graduale ritiro del mare nel Pleistocene, nell'area in questione, sulle *Argille subappennine* poggiano in erosione i depositi continentali quaternari del *Supersintema del Tavoliere delle Puglie*. Quindi, prima della sedimentazione del *Supersintema del Tavoliere delle Puglie*, questo tratto di avanfossa è stato soggetto ad una fase di sollevamento, responsabile dell'erosione della parte più recente delle *Argille subappennine* (Pleistocene inferiore) e dei “*Depositi costieri regressivi*”, ben rappresentati nelle restanti parti del *Tavoliere*.

Infine il quadro stratigrafico delle unità pleistoceniche-oloceniche si completa con i *depositi alluvionali, attuali e recenti*, con i *depositi palustri e di colmata pleistocenici ed olocenici*, e con i *depositi costieri* anch'essi *olocenici*. I *depositi alluvionali* sono rappresentati da limi argillosi frammisti a sabbie e ghiaie, oppure da ghiaie sabbiose e sabbie accompagnate da una matrice terrosa presente in quantità variabile. Gli spessori e le estensioni maggiori di questi depositi affiorano lungo i corsi d'acqua a regime perenne (ad esempio i fiumi Ofanto, Fortore e Candelaro nel *Tavoliere delle Puglie*). I *depositi palustri e di colmata* sono essenzialmente depositi limoso-argillosi, costituiti da argille e limi argillosi grigio-azzurri e/o giallastri. Questi depositi si rinvergono, ad esempio, nella fascia bordante i laghi di Lesina e di Varano, nonché nella fascia costiera interna compresa tra Manfredonia e Margherita di Savoia, ove corrispondono ad antiche paludi successivamente colmate per fatti naturali ed antropici (CALDARA & PENNETTA, 1993). Infine, i *depositi costieri* sono rappresentati essenzialmente da sabbie e limi, talora anche da ghiaie, che formano talvolta strette spiagge delimitate verso terra da cordoni dunari oppure da ripide falesie incise nelle successioni calcaree di piattaforma o bacinali.

1.2.5. - *Unità di catena (Monti della Daunia)*

Il settore dell'Appennino Dauno ricadente nel territorio pugliese è, come gran parte della Catena Appenninica meridionale, costituito da una serie di falde tettoniche impilatesi durante le fasi tettoniche mio-pleistoceniche che hanno caratterizzato le ultime fasi della formazione della Catena Appenninica stessa. I terreni affioranti derivano pre-

valentemente dalla deformazione dei vecchi domini paleogeografici meso-cenozoici che caratterizzavano il margine settentrionale del continente africano. All'interno del settore appenninico in esame è possibile, quindi, individuare successioni sedimentarie depositatesi in bacini pre-orogenici marini (Lagonegrese-molisano: *Unità della Daunia* o del *Fortore*) e depositi sin-orogenici di bacini di fronte catena (*Supersintemi di Ariano Irpinio* o di *Altavilla*). Trattasi quindi di successioni torbiditiche, di depositi pelagici, di pendio-scarpata, o di bacini di fronte catena.

Con riferimento alle unità pre-orogeniche, nell'area in esame affiorano essenzialmente i litotipi appartenenti a due principali unità tettoniche sovrapposte, quella strutturalmente inferiore nota come *Unità della Daunia* e quella superiore nota come *Unità del Fortore* (fig. 1.19). Localmente, è stata rilevata un'altra unità tettonica, l'*Unità del Vallone del Toro*, sottostante a quella della Daunia (DI NOCERA *et alii*, 2006).

L'*Unità del Vallone del Toro* è costituita, dal basso verso l'alto, dalle *Argilliti policrome del Torrente Calaggio* (Tortoniano medio-Messiniano superiore) e dalle *Argilliti con gessi di Mezzana di Forte* (Messiniano superiore). La prima formazione è costituita da un'alternanza di argilliti e marne siltose policrome localmente silicizzate, calcareniti torbiditiche grigio chiare a grana media e fine, calcilutiti e calcari marnosi grigi con *hardground* ricche di noduli di pirite, marne calcaree silicizzate di colore rosa-violaceo e diaspri, con intercalazioni verso l'alto di diatomiti nerastre con minuti cristalli di gesso (BASSO *et alii*, 2001). Le *Argilliti con gessi di Mezzana di Forte* sono rappresentate da argilliti marnose e marne in strati da fini a medi di colore grigio, verde e rosso, con intercalazioni di diatomiti, contenenti minuti resti di pesci, noduli solfurei, piccoli ciottoli e cristalli di gesso (BASSO *et alii*, 2001). A più altezze, si riconosce la sporadica presenza di gessareniti e gesso laminato in strati sottili e lentiformi.

L'*Unità della Daunia* è costituita, dal basso verso l'alto, dal *Flysch Rosso* o *Calcareniti, marne e argille di Monte Sidone*, dal *Flysch di Faeto*, dalle *Marne argillose di Toppo Capuana*, da *Tripoli* e dalle *Evaporiti di Monte Castello* (tav. 1 f.t.). Secondo quanto riportato nel Catalogo delle Formazioni (DI NOCERA *et alii*, 2011), il

Flysch Rosso è rappresentato da successioni calcareo clastiche e pelitiche di scarpata-bacino, cretatico-mioceniche. Nella parte bassa della successione, sono presenti argilliti e radiolariti con sottili intercalazioni di livelli bituminosi (*black shales*), cui segue un'alternanza di argille, marne e calcilutiti rosse. Sono presenti, inoltre, calcareniti e calcilutiti torbiditiche, di colore biancastro, con subordinate intercalazioni di marne argillose ed argilliti rosse e verdi, ed infine calciruditi a matrice biolitoclastica. Proseguendo nella successione si possono individuare alternanze di strati molto spessi con brecciole gradate e calcareniti laminate a Nummuliti ed Alveoline. Nella parte più alta la formazione evolve verso termini decisamente più pelitici, presentando alternanze di argilliti marnose di vario colore, con subordinati livelli di risedimenti carbonatici ad Alveoline, Nummuliti e vari bioclasti (frammenti di Alghe, di Rudiste). Le argilliti talora contengono blocchi calcareo-marnosi; nella parte più alta della successione le marne argilloso-siltose biancastre, rosate e gialle, contengono *clay-chips* verdi, calcareniti bioclastiche gradate e laminate, calcsiltiti e calcilutiti chiare in strati sottili. I livelli argillitici e marnosi della porzione superiore presentano passaggi latero-verticali, talora anche molto bruschi, con le porzioni calcarea e calcareo-marnosa (DI NOCERA *et alii*, 2000). Ripetutamente e a più altezze stratigrafiche sono osservabili intercalazioni di lenti calcareo-cla-

stiche decametriche. Nella porzione sommitale della formazione può essere presente un livello di peliti grigio-verdi con sottili intercalazioni vulcanoclastiche (DI NOCERA *et alii*, 2011). La formazione delle *Calcareniti, marne e argille di Monte Sidone* sono rappresentate da un'alternanza di strati da medi a sottili di argille e marne grigie, rosate e policrome, calcilutiti e calcareniti torbiditiche di colore bianco; al passaggio con il sovrastante *Flysch di Faeto* localmente sono presenti livelli di arenarie numidiche (ad esempio presso l'abitato di Celle San Vito).

Dal *Flysch Rosso* o dalle *Calcareniti, marne e argille di Monte Sidone* si passa gradualmente al *Flysch di Faeto* (Burdigaliano?-Messiniano inferiore), rappresentato da alternanze di calcareniti torbiditiche, calcilutiti e marne biancastre con Zoophycos, con intercalazioni di argille marnose e calciruditi bioclastiche. DI NOCERA & TORRE (1987) hanno, in particolare, distinto, dal basso verso l'alto, un membro marnoso-argilloso ed un membro calcareo-marnoso. Il "membro marnoso-argilloso" è costituito da un'alternanza, per lo più ritmica, di marne bianche e gialle, calcareniti e marne argillose verdastre o grigie in strati generalmente sottili di spessore sempre inferiore al metro. Il "membro calcareo marnoso", invece, è costituito essenzialmente da brecciole e calcareniti bioclastiche ben cementate, in strati e banchi, e subordinatamente da calcari marnosi e marne. La porzione più alta di quest'ultimo membro

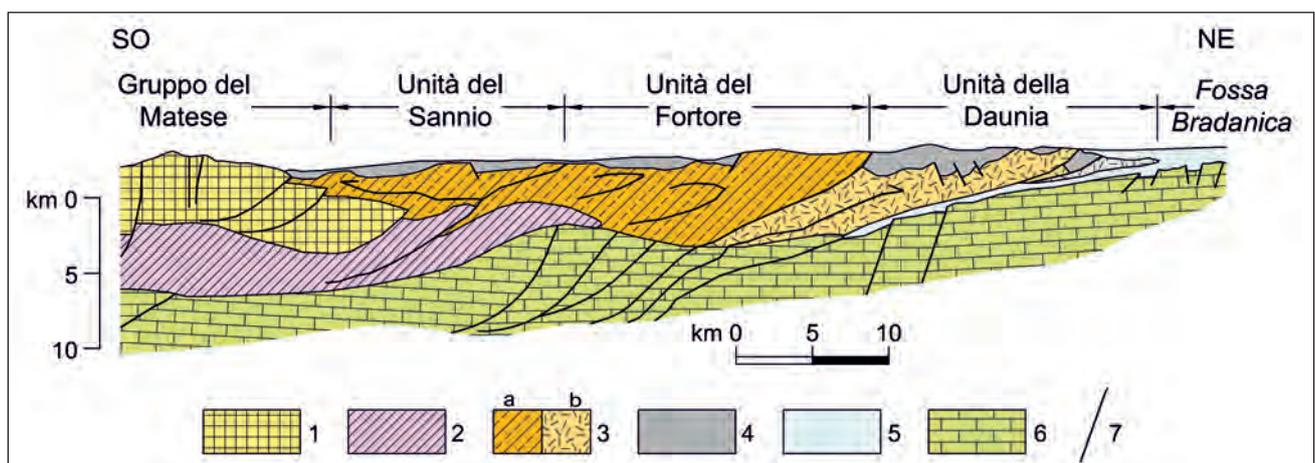


Fig. 1.19 – Sezione geologica schematica del settore di catena marginale dell'area sannitica e dauna dell'Appennino meridionale (mod., da PESCATORE *et alii*, 2000). Legenda: 1 – Unità della Piattaforma Carbonatica Appenninica; 2 – Unità Lagonegrese inferiore; 3 – Unità Lagonegrese superiore (a = Unità del Sannio e del Fortore, b = Unità della Daunia); 4 – Unità plio-mioceniche; 5 – Unità della Fossa Bradanica; 6 – Unità della Piattaforma Carbonatica Apula; 7 – faglie. – Schematic geological section of the outer sector of Sannio and Daunia Apennines (modified, from PESCATORE *et alii*, 2000). Legend: 1 – Apennine Carbonate Platform Unit; 2 – Lower Lagonegrese unit; 3 – Upper Lagonegrese Unit (a = Sannio and Fortore Unit, b = Daunia Unit); 4 – Plio-Miocene Units; 5 – Bradano Foredeep Unit; 6 – Apulian Carbonate Platform Unit; 7 – faults.

è costituito da calciruditi, calcareniti, calcilutiti, marne, marne argillose, argille in strati poco potenti (rare arenarie micacee fini) e nelle marne sono presenti interstrati calcareo pulverulenti bianchi.

Le *Marne argillose di Toppo Capuana* (Tortoniano-Messiniano) sono costituite prevalentemente da argille marnose e marne argillose, talora limose, grigio-azzurre, ben stratificate e con rari e sottili interstrati calcilutitici. Esse poggiano in contatto stratigrafico graduale per alternanza con il *Flysch di Faeto* o con la stessa presenta un contatto graduale latero-verticale. Esse sono infatti eteropiche con la parte alta dello stesso flysch.

La formazione *Tripoli*, del Tortoniano superiore-Messiniano, è costituita da un'alternanza di sottili strati di diatomiti biancastre o brune, leggere e ricche in resti di pesce, e di marne argillose chiare e marne diatomiti. Nella parte alta della successione si rinvengono sottili livelli di cineriti. Infine, la formazione delle *Evaporiti del Monte Castello* (Messiniano superiore), che poggia in continuità di sedimentazione sulle sottostanti formazioni (*Tripoli*, *Marne argillose di Toppo Capuana* e *Flysch di Faeto*), è costituita da gesso macrocristallino con cristalli a coda di rondine (selenite) in banchi, alternato a marne gessose, gessoareniti, gessoruditi, gessosiltiti laminate ed argille con livelli cineritici biancastri. Nella parte bassa sono presenti calcari evaporitici biancastri, brecciati, vacuolari e friabili, mal stratificati e con rare concentrazioni di zolfo.

L'unità strutturalmente superiore, ossia l'*Unità del Fortore*, presenta una successione molto simile a quella precedentemente descritta, costituita, dal basso verso l'alto, dal *Flysch Rosso* o *Gruppo delle Argille Variegate*, dai *Tufiti di Tusa*, dal *Flysch Numidico* e dal *Flysch di San Bartolomeo* (Foglio 407 alla scala 1:50.000). Le suddette formazioni non sono sempre presenti ed i contatti talora sono concordanti o discordanti. Il *Flysch Rosso* presenta caratteristiche simili a quelle descritte per la precedente unità. Il *Gruppo delle Argille Variegate* (Cretaceo superiore-Oligocene) è rappresentato da argilliti scagliose, policrome, a cui si intercalano strati calci - clastici a granulometria variabile da media a grossolana e colore variabile dal bianco al giallastro. Si ritrovano inoltre strati calcarei con liste e noduli di selce, livelli diasprigni

di colore variabile dal nero al rossastro, sottili strati di arenarie micacee e rarissimi olistoliti di piattaforma carbonatica. Localmente questa formazione è ricoperta dalle *Tufiti di Tusa* (Miocene inferiore), in cui litoareniti vulcanoclastiche di colore grigio-verde si alternano a calcareniti giallastre e argille limose grigio scure. Il *Flysch Numidico* (Burdigaliano-Langhiano) è costituito essenzialmente da quarzoareniti e quarzosiltiti di color grigio o giallo arancio, in strati medi e spessi, a cui talora si associano sottili intercalazioni di argille e argille silteose verdastre. A luoghi sono presenti subordinate intercalazioni di argille marnose grigio-verdi, calcareniti grigie e siltiti rossastre. Esso è ricoperto in discordanza dal *Flysch di San Bartolomeo* (Langhiano?-Tortoniano superiore), formazione costituita da fitta alternanza argilloso-arenacea di natura torbida: areniti silicoclastiche, conglomerati, marne argillose ed argille limose, di colore grigio o marrone per alterazione. Il rapporto arenaria/pelite varia all'interno della formazione da minore a maggiore di uno, distinguendo così un membro arenaceo inferiore ed uno prevalentemente argilloso superiore.

Localmente, in particolare nella Daunia meridionale, in discordanza sui terreni della catena, sono stati rinvenuti lembi di avanfossa o di bacini di fronte catena ancora preservati dall'erosione. Si tratta di successioni conglomeratico-sabbioso-argillose che definiscono due supersintemi (tav. 1 f.t.): il *Supersintema di Altavilla* (Messiniano) ed il *Supersintema di Ariano Irpino* (Pliocene inferiore-medio). Il *Supersintema di Altavilla* è costituito da arenarie quarzo-feldspatiche, marne argillose, conglomerati, argille e marne sabbiose, depositatisi in un ambiente da alluvionale a marino epibatiale. Il supersintema pliocenico è formato invece da sabbie e conglomerati, argille limoso-sabbiose, conglomerati poligenici con intercalazioni di sabbie e calcareniti alla base.

1.3. - PRINCIPALI LINEAMENTI TETTONICI E MORFOLOGICI

Il territorio pugliese si configura come un ampio pilastro tettonico asimmetrico, allungato in direzione NO-SE e trasversalmente segmentato in diversi settori, variamente estesi e dislocati: gli

horsts del *Gargano* e delle *Murge* tra cui si interpone il graben del *Tavoliere delle Puglie*, la *Depressione tarantino-brindisina* che segna il passaggio dalle *Murge* agli *horst* e ai *graben* salentini. Secondo RICCHETTI *et alii* (1988), questa configurazione strutturale si sarebbe impostata nel Miocene per poi delinearci maggiormente nel Pliocene, anche se un accenno di differenziazione stratigrafico-strutturale tra i principali settori del territorio pugliese sembra essere esistito anche in epoche precedenti.

L'attuale assetto strutturale del territorio pugliese è essenzialmente definito da tre principali sistemi di faglia, di direzione NO-SE, O-E e NE-SO, a carattere prevalentemente distensivo, talora con una componente trascorrente. Inoltre, questa tettonica disgiuntiva avrebbe dislocato alcune strutture deformative più antiche, tra cui l'estesa antiformentale, ad ampio raggio di curvatura con asse ONO-ESE e vergenza NNE, che ha deformato le successioni presenoniane di piattaforma (fig. 1.20). Questa struttura sarebbe connessa agli sforzi compressivi intraplacca che hanno agito durante l'orogenesi alpina, determinando un inarcamento litosferico della *Placca Apula*. Tale inarcamento avrebbe provocato un sollevamento delle piattaforme carbonatiche poste all'interno della placca, a cui è ascrivibile la temporanea emersione della *Piattaforma Apula* durante il Turoniano con i suoi depositi continentali (par. 1.1). L'antiforme presenoniana è stata, altresì, suddivisa in due tronconi (garganico e murgiano) a diverso orientamento, dalle faglie antiappenniniche, che hanno creato il graben del *Tavoliere delle Puglie* in tempi pliocenici-infrapleistocenici (RICCHETTI *et alii*, 1988).

Attualmente il territorio pugliese costituisce, quindi, la parte emersa della *Piattaforma Apula*, che a seguito delle dislocazioni tettoniche ad andamento NO-SE, degrada progressivamente al di sotto della *Fossa Bradanica*, ad Ovest, e del Mar Adriatico ad Est. Con riferimento all'area occidentale, in corrispondenza del fronte dell'alloctono appenninico, il tetto della successione carbonatica di piattaforma risulta posizionarsi intorno ai 3000-4250 m dal livello medio del mare nei settori settentrionali mentre a circa 1750-2000 m di profondità in quelli meridionali (tav. 1 f.t.). In particolare, nell'area del *Tavoliere* si passa da 500 m di profondità (zona centrale del *Tavoliere*) a 4250 m al di sotto della catena appenni-

nica. Tale andamento è stato ricostruito in questa sede elaborando i dati delle stratigrafie rese disponibili dal progetto ViDEPI (Visibilità Dati Esplorazione Petrolifera in Italia), che ha catalogato e reso accessibili i documenti tecnici relativi all'esplorazione in Italia.

In base ai dati di sottosuolo risulta quindi che, sotto la catena appenninica, la successione carbonatica della *Piattaforma Apula* è deformata, motivo per cui è stato distinto un settore dell'*Avampaese Apulo* coinvolto nella compressione (*Catena Apula*) da un altro (*Avampaese Apulo s.s.*) dove è stato prevalente un regime distensivo (MOSTARDINI & MERLINI, 1986). La *Catena Apula* sepolta sarebbe costituita da diverse scaglie tettoniche embriciate, appartenenti alle porzioni interne della *Piattaforma Apula*, che nel loro insieme definiscono una struttura a *duplex*, con una geometria ad antiformentale. Il sovrascorrimento basale separerebbe la *Catena Apula* dalle porzioni non deformate o debolmente deformate della *Piattaforma Apula*, affioranti nelle *Murge* e nel *Salento*, mentre il sovrascorrimento sommitale della struttura *duplex* costituisce la base delle unità tettoniche appenniniche sovrastanti (fig. 1.21). Questi elementi strutturali scaturiscono dall'analisi dei dati stratigrafici e strutturali resi disponibili da oltre quaranta anni di esplorazione petrolifera e dal recente riprocessamento del profilo sismico crostale CROP-04 (SCROCCA *et alii*, 2007).

Per quanto riguarda le caratteristiche geofisiche del territorio pugliese, il *Gargano* presenta un'elevata anomalia magnetica, pari a 120 mgal contro i 70 mgal delle *Murge*, collegata ad un campo magnetico allungato in direzione E-O, con superficie della Moho situata a 25 km di profondità nel *Gargano* rispetto ai 35-40 km della Puglia. La localizzazione a breve profondità della Moho determina un alto strutturale del basamento profondo assieme ad un elevato flusso di calore, quest'ultimo pari a 60 mW/m² contro i 40 mW/m² misurati per le *Murge* ed il *Salento*.

Con riferimento ai caratteri sismici del territorio in esame, l'attività sismica è maggiore per l'area garganica mentre per le altre aree pugliesi la sismicità è diffusa e di bassa intensità, collegata alle strutture sismogenetiche delle aree adiacenti (*Gargano*, Appennino, Mar Adriatico e Balcani).

La sismicità del *Gargano*, quindi, è medio-alta (intensità massima pari a X MCS e massima magnitudo pari a 6), con profondità ipocentrali comprese tra 5 e 30 km (SELLI & ZECCHI, 1981) e massima frequenza al tetto della zona a bassa velocità crostale connessa ad importanti faglie trascorrenti, descritte nel successivo paragrafo (CASSINIS *et alii*, 1984).

1.3.1. - Area garganica

L'assetto tettonico del *Promontorio del Gargano* è quello di un pilastro tettonico, asimmetrico con orientamento E-O e fianco settentrionale più ripido, impiantato su una più antica deformazione antiforme a largo raggio con asse ONO-ESE. La culminazione di questa struttura è localizzata lungo l'allineamento Sannicandro Garganico-San Giovanni Rotondo con asse ONO-ESE e immersione

del piano assiale a O-NO (RICCHETTI *et alii*, 1988).

Al momento attuale, non esiste un'univoca interpretazione sulla tipologia e sulla cinematica di alcune delle faglie garganiche, ed in generale sui processi geodinamici che le hanno prodotte, nonché sulla sequenza temporale dei diversi eventi deformativi che hanno interessato l'area (FUNICIELLO *et alii*, 1988, 1991; MONTONE & FUNICIELLO, 1989; ORTOLANI & PAGLIUCA, 1988; SALVINI *et alii*, 1999; CHILOVI *et alii*, 2000). È comunque possibile individuare alcuni sistemi di faglia principali con orientamenti E-O, NE-SO, NO-SE, ONO-ESE, ed infine ENE-OSO che dislocano il territorio garganico.

Una delle più importanti faglie appartenenti all'ultimo sistema è quella che delimita a Nord il Promontorio. Essa è parte dell'allineamento tettonico Fortore-Volturno, interpretato come faglia diretta, riattivata probabilmente come trascorrente, che ribassa il basamento carbonatico apulo verso

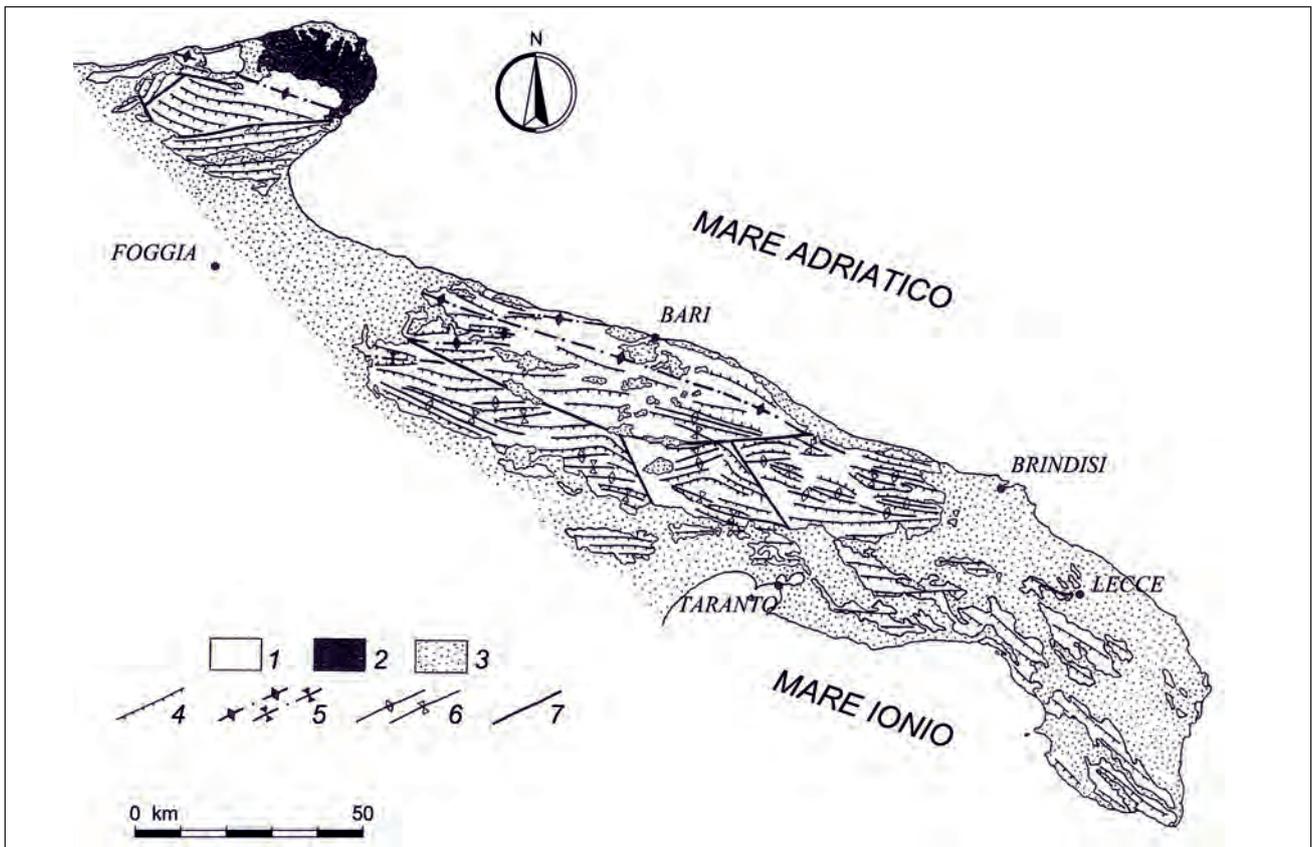


Fig. 1.20 - Schema tettonico dell'Avampaese Apulo (da RICCHETTI *et alii*, 1988). Legenda: 1 - sedimenti di piattaforma carbonatica; 2 - sedimenti di scarpata e di bacino; 3 - coperture post-cretacee; 4 - giaciture regionali di strato; 5 - assi di piega (fasi tettoniche presenoniane); 6 - assi di piega (fasi tettoniche tardo-cretaceo-paleogene); 7 - principali allineamenti di faglia.

- Tectonic scheme of the Apulian foreland (from RICCHETTI *et alii*, 1988). Legend: 1 - carbonate platform sediments; 2 - slope and basin sediments; 3 - post-Cretaceous cover deposits; 4 - regional strata attitudes; 5 - fold axes (pre-Senonian tectonic phases); 6 - fold axes (tectonic phases occurred during Upper Cretaceous and Paleogene); 7 - main fault lines.

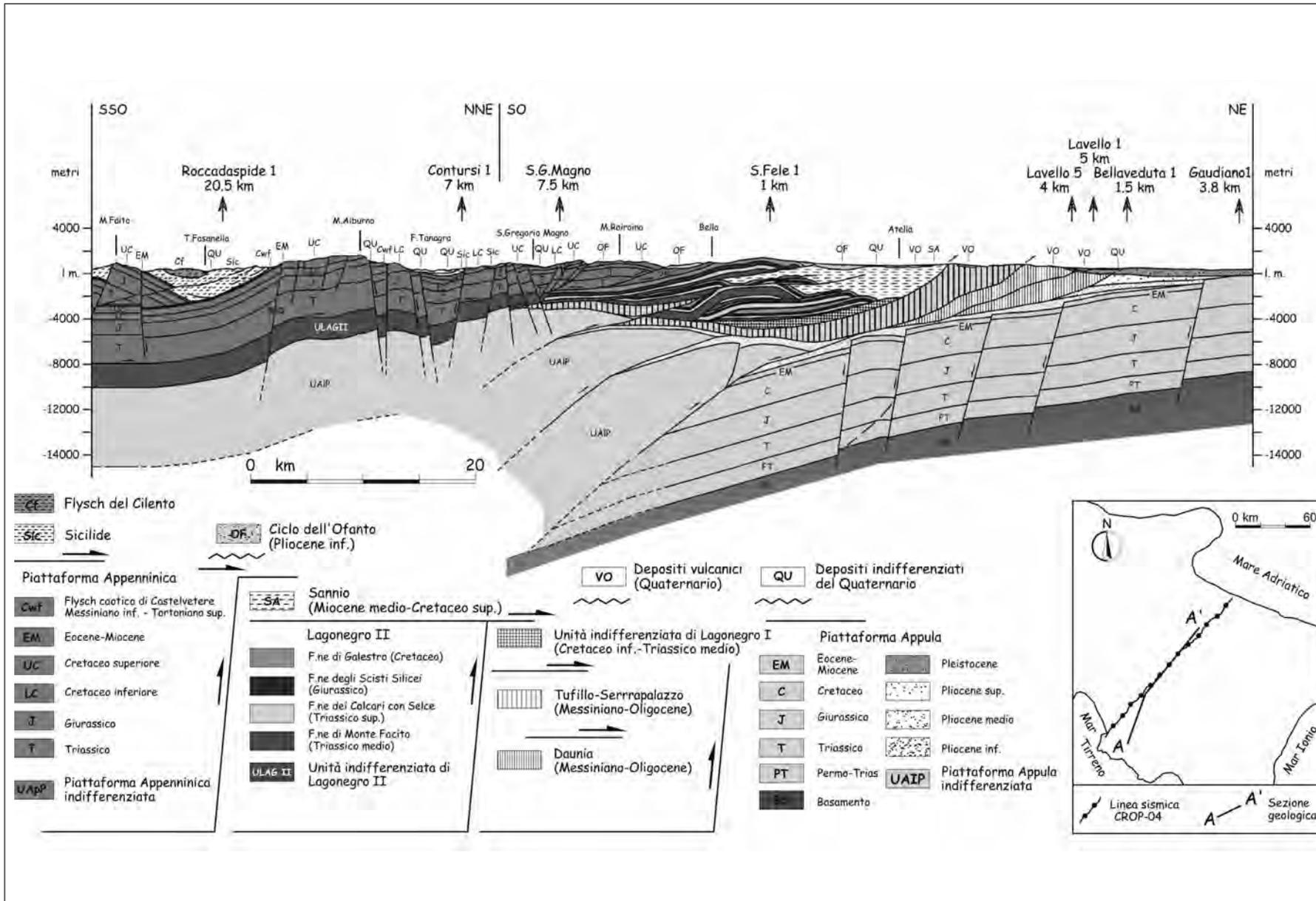


Fig. 1.21 – Sezione geologica regionale tracciata circa parallelamente al profilo sismico crostale CROP-04, che attraversa l'Italia meridionale dalla costa tirrenica (Costa Adriatica - Barletta) (da SCROCCA et alii, 2007).

– Regional geological section, about parallel to the crustal seismic profile CROP-04, crossing southern Italy from the Tyrrhenian coastline (Adriatic coastline - Barletta) (from SCROCCA et alii, 2007).

NO. La prosecuzione verso mare di questa faglia corrisponderebbe alla “*right-lateral transfer zone*” (zona di trasferimento destro) proposta da DOGLIONI (1991), e DOGLIONI *et alii* (1994, 1996), ove ricadono le *Isole Tremiti*, e quindi sarebbe associata ad un regime trascorrente destro (MONTONE & FUNICIELLO, 1989; ORTOLANI & PAGLIUCA, 1988; FUNICIELLO *et alii*, 1988, 1991).

Al sistema NO-SE appartiene la Faglia del Candelaro (fig. 1.22), l’allineamento tettonico lungo il quale si è impostato l’omonimo torrente. Trattasi di una faglia con marcato scorrimento orizzontale e blocco ribassato a SO, sepolto sotto i depositi terrigeni del *Tavoliere*. Inizialmente questa faglia si sarebbe attivata come trascorrente sinistra e si sarebbe riattivata secondo una cinematica *dip-slip* sub verticale, che ha generato evidenti scarpate morfologiche subverticali, con un dislivello di 100-150 m (BILLI & SALVINI, 2000).

Al sistema ONO-ESE appartiene la Faglia di Apricena, a cinematica distensiva immergente verso Sud, che in superficie attraversa un territorio di 30 km esteso da Serracapriola a Santa Maria di Stignano, dislocando la sequenza quaternaria ivi presente (PATACCA & SCANDONE, 2004).

Il tratto terminale della Faglia Sorrento-Manfredonia, delimitante a SE il rilievo garganico, costituisce uno delle faglie più importanti appartenente al sistema NE-SO. Questa faglia, con una scarpata di faglia di alcune centinaia di metri (CIARANFI *et alii*, 1983), avrebbe registrato movimenti distensivi e trascorrenti (sinistri per GUERRICCHIO & WASOWSKI, 1988). Essa costituirebbe, quindi, l’espressione superficiale di un’importante discontinuità tettonica dell’Italia Meridionale, evidenziata da dati magnetici e gravimetrici (MOSTARDINI & MERLINI, 1986).

Infine, al sistema E-O appartengono diversi allineamenti tettonici tra cui quelli più importanti a scala regionale sono la Faglia di Mattinata e quella di Rignano Garganico-Manfredonia (fig. 1.22). La Faglia di Rignano Garganico-Manfredonia, attivata come trascorrente sinistra e riattivata con una cinematica *dip-slip*, (movimento secondo l’immersione del piano) è caratterizzata da una scarpata subverticale con un dislivello superiore ai 400 m (BILLI & SALVINI, 2000). Essa è attraversata da una successione di solchi erosivi con ripidi versanti

collegati allo sbocco con conoidi di deiezione aperte a ventaglio sulla piana sottostante. La Faglia di Mattinata (FUNICIELLO *et alii*, 1991) o Faglia della Val Carbonara (ORTOLANI & PAGLIUCA, 1989; BOSELLINI *et alii*, 1993) è ubicata lungo il fianco meridionale dell’anticlinale garganica e costituisce la discontinuità tettonica morfologicamente più evidente della regione. Elemento composito, di rango regionale, la Faglia di Mattinata presenta deformazioni rilevabili per una lunghezza di circa 200 km ed una larghezza di circa 50 km. Essa trova la sua prosecuzione verso Est in mare per diversi chilometri (*South Gargano Fault* – FINETTI, 1982; *Gondola Line* – DE DOMINICIS & MAZZOLDI, 1987, BILLI *et alii*, 2007; *Molise-Gondola shear zone*, DI BUCCI *et alii*, 2006; fig. 1.23). Nella zona della Valle Carbonara, la scarpata di faglia mostra un dislivello medio di 200 metri, seguito da un profondo solco erosivo. Attiva dal Pliocene medio-superiore fino ad oggi, la Faglia di Mattinata è una faglia trascorrente con una cinematica destra secondo alcuni studiosi (FINETTI, 1982; GUERRICCHIO, 1986; ORTOLANI & PAGLIUCA, 1989; DE DOMINICIS & MAZZOLDI, 1987; PICCARDI, 2005) o sinistra secondo altri (FUNICIELLO *et alii*, 1991; FAVALI *et alii*, 1993; SALVINI *et alii*, 1999). Lungo l’allineamento principale sono presenti faglie satelliti con orientamento N-S e NO-SE che hanno generato una serie di depressioni tettoniche di dimensioni variabili, tra questi la Piana di Mattinata ed il Pantano di Sant’Egidio, entrambi formatesi come *bacini di pull-apart* lungo uno *step* sinistro della faglia secondo BILLI & SALVINI (1999). Trattandosi di uno dei principali elementi di trasferimento che accomodano la retrocessione differenziale della cerniera di subduzione dello slab adriatico - più rapida - rispetto a quello apulo, la Faglia di Mattinata costituisce, quindi, una struttura trascorrente di notevole importanza (una *tear fault* secondo alcuni autori) la cui attività ha probabilmente avuto carattere polifasico ed una cinematica contrassegnata da probabili riattivazioni ed inversioni tettoniche, il che può giustificare la coesistenza di indicatori cinematici apparentemente controversi. A tale proposito, come sottolineato da CHILOVI *et alii* (2000), la cinematica di questa faglia sarebbe variata a seguito del cambiamento del campo di sforzi avvenuti dal Cretaceo all’Attuale nel corso dell’evolu-

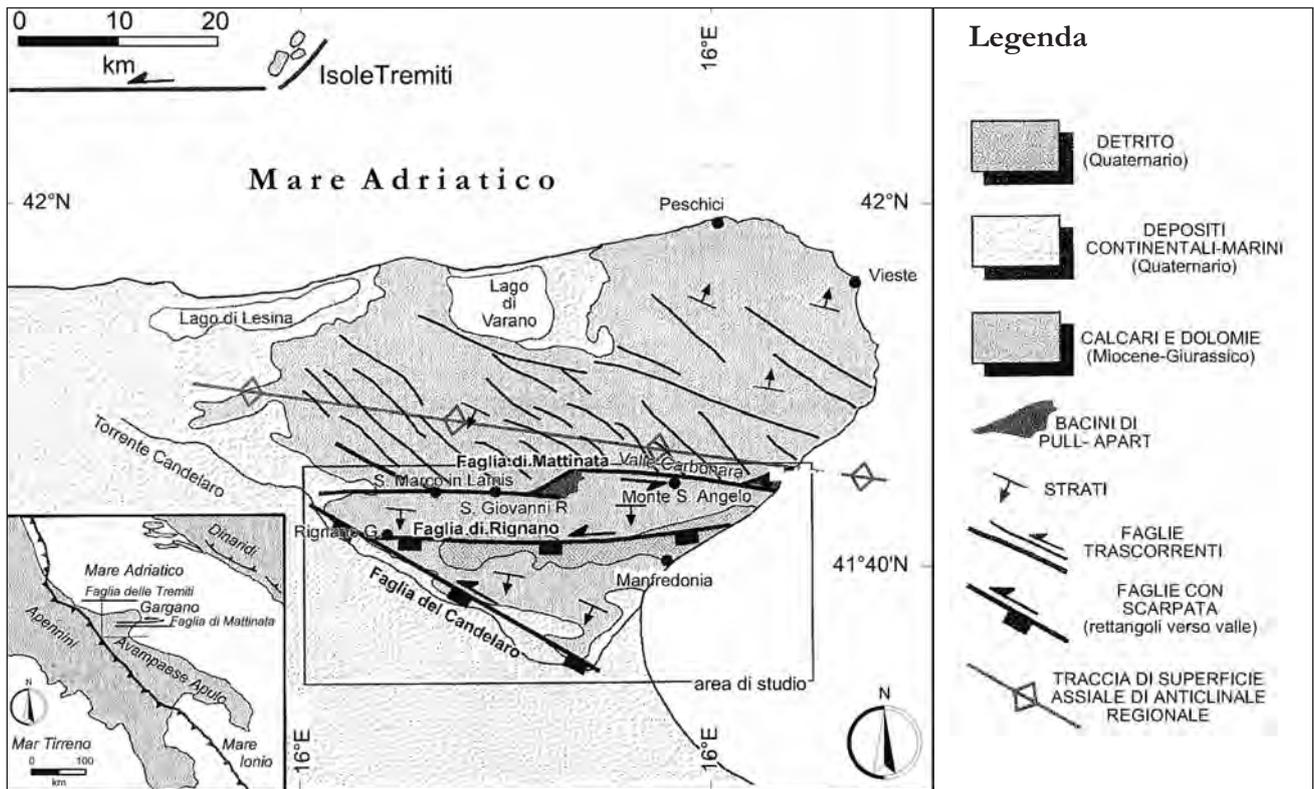


Fig. 1.22 – Schema geologico-strutturale del Promontorio del Gargano (da BILLI & SALVINI, 2000).
 – Geological-structural scheme of the Gargano Promontory (from BILLI & SALVINI, 2000).

zione strutturale dell'area garganica. In particolare, nel Cretaceo, essa avrebbe agito come fascia di trasferimento tra faglie dirette sinsedimentarie ad andamento appenninico, presumibilmente in un contesto regionale estensionale (asse di maggiore estensione NE-SO). Durante l'orogenesi appenninica (Miocene superiore-Pliocene inferiore), con asse di massima compressione OSO-ENE, sarebbe stata riattivata come trascorrente sinistra con locali effetti di transpressione e di transtensione (*bacino pull-apart*: Pantano di S. Egidio; fig. 1.24). Successivamente, a partire dal Pliocene superiore fino all'Attuale, con un asse di massima compressione orientato NO-SE, indotto presumibilmente dalla diminuzione degli sforzi compressivi orogenetici sull'Avampaese, la faglia in esame sarebbe stata localmente riattivata come trascorrente destra, come descritto nel seguito, preservando alcune strutture legate alle precedenti fasi tettoniche e creandone altre come il bacino di Serracapriola (CHILOVI *et alii*, 2000).

L'attuale cinematismo, trascorrente destro, della Faglia di Mattinata, scaturisce anche dalle caratteristiche dei meccanismi focali dei terremoti avve-

nuti nell'area del Basso Molise-Gargano (fig. 1.25). A tale proposito è importante evidenziare come la sismicità dell'area garganica è in gran parte imputabile agli effetti di sbloccamento per compressione lungo le faglie trascorrenti, come quella di Mattinata o alle faglie associate alla zona di taglio Molise-Gondola. Uno degli eventi sismici più forti avvenuti nell'area, ad esempio, è quello noto come terremoto di Mattinata, avvenuto il 10 Agosto del 1893 (I_{max} =VIII-IX MCS, M_a =5.2; Gruppo di Lavoro, CPTI, 1999) il cui epicentro è localizzato nel tratto della faglia di Mattinata prossimo a Monte S. Angelo (PICCARDI, 2005).

Altro evento sismico di rilievo è quello avvenuto il 30 Luglio 1627 (intensità X MCS, magnitudo stimata 6.6-6.8, BILLI *et alii*, 2007), la cui zona ipocentrale è stata recentemente individuata nell'area ovest-garganica, lungo la Faglia di Apricena (fig. 1.26), uno dei segmenti occidentali collegati alla zona di taglio Molise-Gondola (PATACCA & SCANDONE, 2004). Conseguentemente, i più aggiornati scenari sismici temuti, prevedono la possibilità che questa struttura, in particolare nel tratto prossimo a Monte

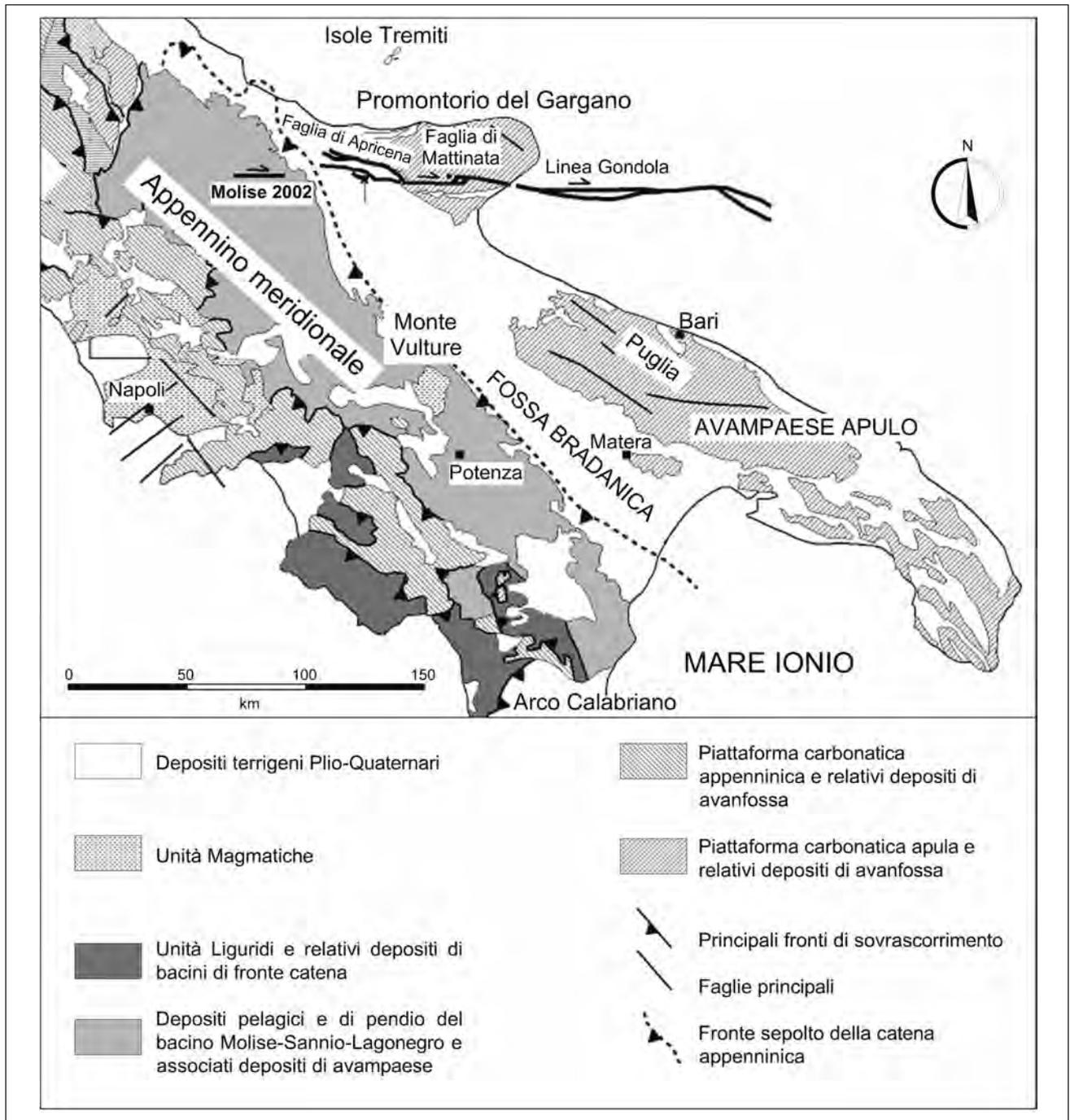


Fig. 1.23 - Carta geologica schematica dell'orogene appenninico con indicazione delle principali strutture costituenti la Molise-Gondola *shear zone* (da BUCCI *et alii*, 2006).

- Schematic geological map of the Apennine orogen with the main tectonic structures defining the Molise-Gondola shear zone (from BUCCI *et alii*, 2006).

S. Angelo, possa generare eventi di magnitudo sino a M_w pari a 6.4 (PICCARDI, 1998; VALENSISE & PANTOSTI, 2001; VALENSISE *et alii*, 2004).

Dal punto di vista morfologico il *Promontorio del Gargano* costituisce un rilievo isolato con sommità livellata, circoscritto da ripide scarpate, che si erge bruscamente dalla pianura del *Tavoliere delle Puglie* e

dal Mare Adriatico. L'ampia superficie sommitale presenta quote tra gli 800 ed i 900 metri con culminazione al Monte Cavo (1055 m). I versanti presentano una tipica conformazione a gradinata e sono profondamente incisi da solchi erosivi, con basso ordine di gerarchizzazione e disposizione a raggiera con le testate localizzate a margine della

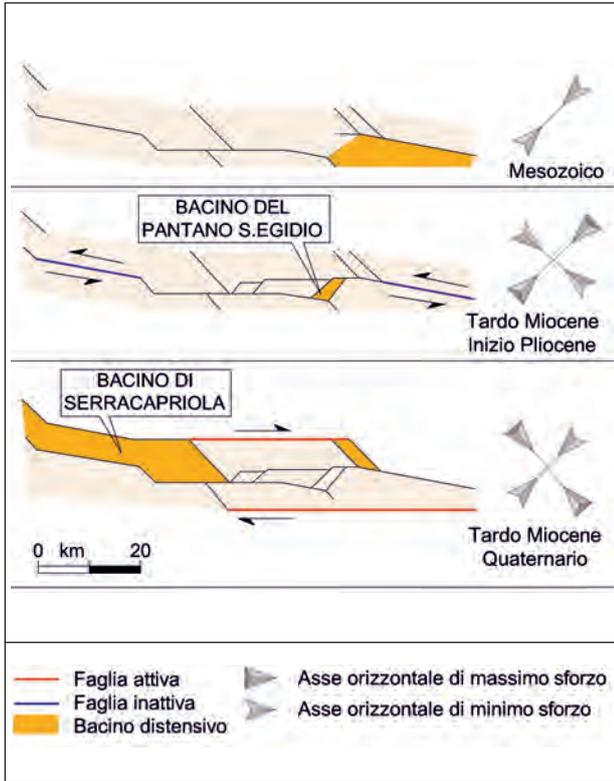


Fig. 1.24 – Modello dell'evoluzione temporale della Faglia di Mattinata (da CHILOVI *et alii*, 2000).
 – Evolution model of the Mattinata Fault (from CHILOVI *et alii*, 2000).

superficie più alta del Promontorio. Gli alvei di questi solchi, in prevalenza asciutti, sono caratterizzati da un regime torrentizio in occasione di piogge persistenti, e da un abbondante apporto detritico. Essi sfociano nelle pianure oppure in mare, dove gli alvei si allargano a ventaglio in ampie piane alluvionali.

Il tratto costiero settentrionale, fino a Peschici, è essenzialmente rettilineo. Tranne i tratti di costa a ripa a Monte d'Elio e a Rodi Garganico, la restante parte della costa è a lido, formata dal delta del Fiume Fortore e dagli estesi cordoni litoranei che separano il laghi di Lesina e di Varano dal mare aperto, nonché dall'arenile di San Menaio. La costa da Peschici sino a Mattinata è caratterizzata da un continuo susseguirsi di coste alte molto frastagliate corrispondenti a dorsali interfluviali, e di spiagge falcate di variabile ampiezza, localizzate alle foci fluviali. Verso Manfredonia, la costa a ripa assume un profilo arcuato, passando gradualmente a una bassa costa a spiaggia orlata da dune e stagni costieri, oggi in gran parte bonificati.

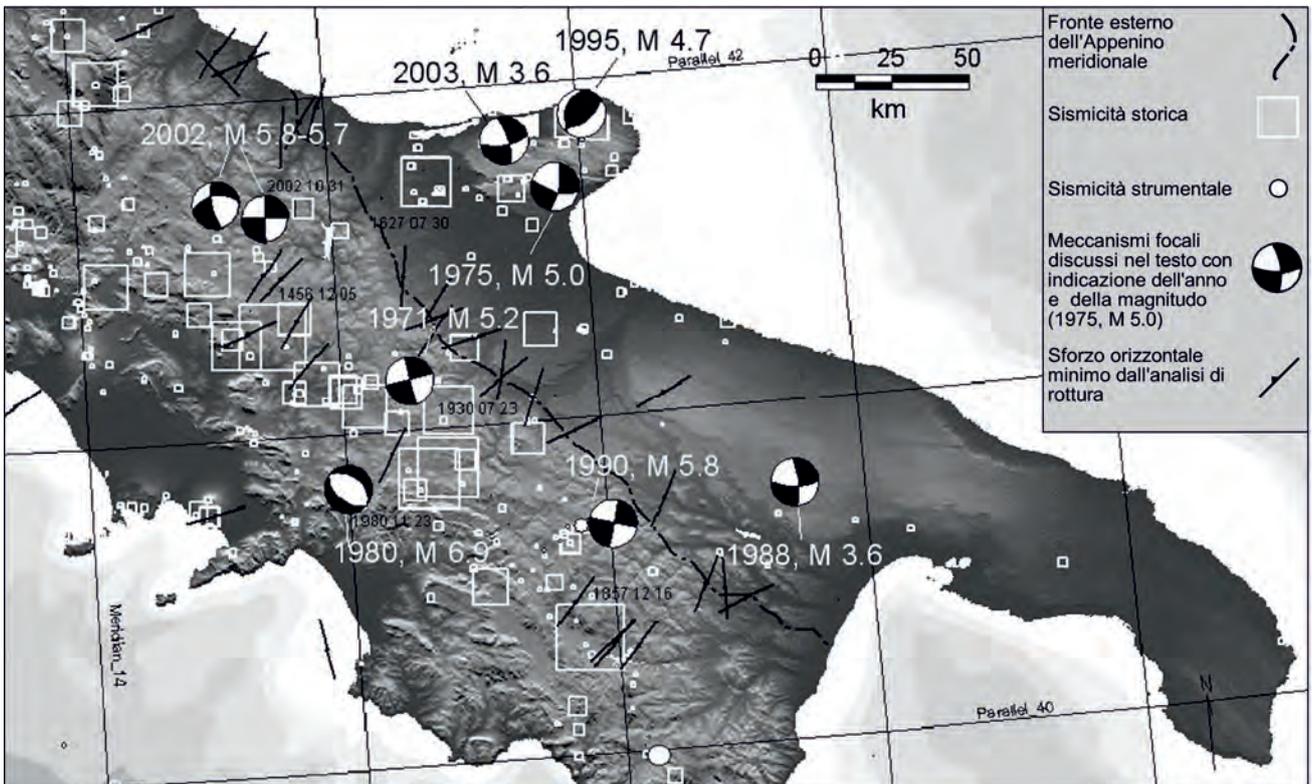


Fig. 1.25 – Meccanismi focali relativi all'attività sismica recente registrata nell'Appennino meridionale con indicazione dell'anno e della magnitudo (da BUCCI *et alii*, 2006).
 – Focal mechanisms of the recent seismic activity recorded in the southern Apennine with indication of year and magnitude (after BUCCI *et alii*, 2006).

1.3.2. - Area murgiana

Da un punto di vista strutturale, l'assetto tettonico dell'impalcatura carbonatica murgiana corrisponde all'ampia e piatta struttura anticlinale presenoniana, con asse ONO-ESE e culminazione presso la fascia costiera, nei dintorni di Andria fino circa ad Ostuni, in debole vergenza NE, di cui affiora principalmente il fianco sud-occidentale (RICCHETTI, 1980). Questo assetto potrebbe in parte giustificare l'andamento a monoclinale della successione mesozoica delle Murge, con immersione verso SO e inclinazione media intorno ai 20-15° (RICCHETTI, 1980; CIARANFI *et alii*, 1988; RICCHETTI *et alii*, 1988). Una serie di pieghe minori con deformazioni più attenuate ed assi orientati circa ONO-ESE, ascrivibili alle fasi tettoniche tardo cretaceo-paleogeniche, sono state rilevate soprattutto nell'area delle *Murge* di Castellana Grotte-Alberobello (CIARANFI *et alii*, 1988; tav. 1 f.t.).

Nell'area murgiana, le successioni carbonatiche sono interessate da sistemi di faglie variamente orientate; quelle più importanti corrispondono alle strutture disgiuntive, con direzione NO-SE, ONO-ESE e O-E. Questi sistemi di faglia, attivi

dal Mesozoico fino al Pleistocene, hanno prevalentemente un carattere distensivo, a cui talora è associata una componente trascorrente, come nel caso di quelli antiappenninici. Le diverse faglie hanno scomposto in blocchi la piattaforma carbonatica, conferendogli un assetto strutturale a horst asimmetrico, esteso in direzione appenninica. Oltre ai suddetti sistemi di faglia, altre importanti direttrici tettoniche sono le faglie orientate NE-SO, ENE-OSO e NS, le quali hanno presentato una cinematica distensiva talora con carattere trascorrente non puro o solo trascorrente (PIERI *et alii* 1997).

Il blocco murgiano più sollevato dell'horst corrisponde alle *Murge Alte* (fig. 1.27), rispetto al quale l'asse dell'ampia antiformentale risulta essere spostato a NE di circa 30 km. Dall'alto strutturale in esame si snodano due opposte gradinate di faglia: a NE, verso l'Adriatico, con un rigetto complessivo di circa 4000 m su una distanza di circa 150 km e a SO, verso la catena appenninica, con un rigetto di oltre 3500 m su una distanza di circa 50 km (RICCHETTI, 1980).

Per quanto riguarda la porzione occidentale, la struttura a gradinata costituisce il substrato della *Fossa Bradanica* (alias *Fossa Premurgiana*, per il tratto murgiano), in cui si individua, rispetto alla direzione di migrazione dell'Appennino, un settore esterno (*ripiano premurgiano*) e uno più interno con una maggiore inclinazione (PIERI *et alii*, 1996). Questi due settori sono raccordati da due faglie dirette (faglie assiali) orientate N130°, molto ravvicinate in corrispondenza del gradino strutturale "Lavello-Banzi", ove determinano un rigetto complessivo di 1000 m verso SO, mentre verso SE proseguono secondo due allineamenti distanziati tra loro 10-15 km. Il *ripiano premurgiano* si estende da Cerignola fino a Sud di Matera; verso l'Appennino esso è delimitato dalle faglie assiali, mentre verso oriente da faglie dirette, orientate all'incirca N120°, con rigetti complessivi dell'ordine di qualche centinaio di metri. Oltre alle faglie dirette ad andamento appenninico, questo ripiano, così come il substrato carbonatico della Fossa Bradanica, è stato interessato da una tettonica trasversale (NE-SO e EO) a carattere distensivo, che in alcuni casi ha presentato una componente trascorrente non pura (CASNEDI, 1988; PIERI *et alii*, 1997).

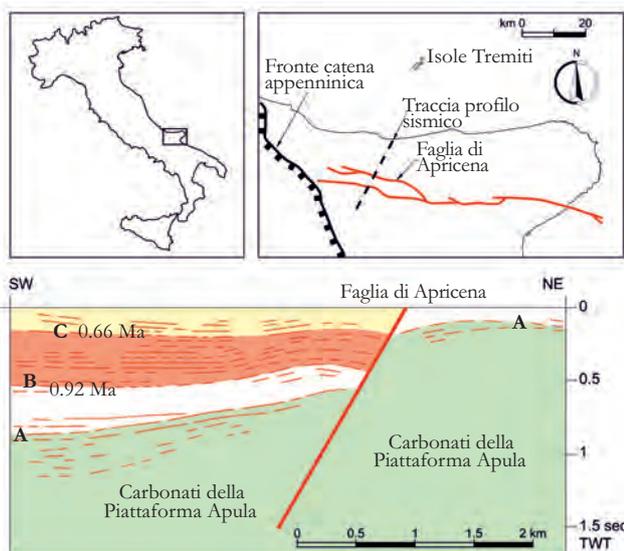


Fig. 1.26 – Profilo sismico attraversante la Faglia di Apricena (mod., da PATACCA & SCANDONE, 2004). Legenda: A – tetto dei carbonati della Piattaforma Apula; B – base dei depositi del sistema argilloso sabbioso progradante; C – base delle sabbie regressive.

– Seismic profile crossing the Apricena Fault (mod., from PATACCA & SCANDONE, 2004). Legend: A – Top of the Apulian Platform carbonates; B – bed of the progradational clay-sand system; C – bed of the regressive sands.

Per quanto riguarda la porzione orientale della struttura a gradinata, si individua una zona nota come *Murge Basse*, area interposta tra la scarpata di faglia allineata lungo la direttrice Ostuni-Fasano-Conversano e quella più in alto tra Putignano-Cassano-Montegrosso.

Il territorio murgiano è attraversato da due principali depressioni tettoniche: il *Graben delle Murge Alte*, ubicato tra l'abitato di Montegrosso e quello di Fasano, e il *Graben delle Murge Basse*, posizionato tra Canosa e Polignano (fig. 1.27). Queste depressioni sono ampie alcuni chilometri e lunghe fino a 100 km; esse presentano un'iniziale orientamento ONO-ESE e un tratto terminale, verso l'Adriatico, di direzione all'incirca E-O. Entrambe le depressioni sono delimitate da una faglia maestra immergente a NE ed una minore parallela alla precedente ma immergente a SO; lungo i relativi piani di faglia sono stati rilevati indicatori cinematici di tipo diretto e obliquo (PIERI *et alii*, 1997). Essi si sarebbero formati prima della sedimentazione dei depositi plio-quadernari e sarebbero stati attivi durante il Quaternario (IANNONE & PIERI, 1982). Inoltre, un'altra depressione tettonica è rappresentata dal noto *Canale di Pirro*, definito dall'allineamento tettonico tra Putignano e Fasano, collegato con la faglia delle *Murge Alte*, estesa tra Canosa di Puglia e Cassano delle Murge.

Nell'area murgiana, inoltre, è presente un basso morfotettonico, riattivato dalla neotettonica, delimitato da faglie NE-SO e N-S, noto come *Depressione di Gioia del Colle* (fig. 1.27), che permette di distinguere una *Murgia nord-occidentale* ed una *sud-orientale*. In particolare, durante il massimo avanzamento marino pleistocenico, la porzione dell'area nord-occidentale, compresa tra Minervino-Montegrosso-Cassano-Altamura-Gravina, e quella dell'area sud-orientale, delimitata dalle congiungenti Conversano-Fasano-Ostuni-Francavilla Fontana, costituivano due isole separate dalla *Depressione di Gioia del Colle* (IANNONE & PIERI, 1982).

Durante il sollevamento dell'area murgiana, iniziato nel Pleistocene inferiore-medio e probabilmente ancora in atto, sono state attivate e/o riattivate faglie normali e transtensive (PIERI *et alii*, 1997). Il sollevamento dei principali blocchi murgiani (*Murge Alte*, *Murge Basse*, *Murgia nord-occidentale*, *Murgia sud-orientale*) non ha presentato la stessa intensità. Infatti, considerando solo l'intervallo di tempo compreso tra 0,7 e 0,018 Ma dal presente, lungo il bordo occidentale (allineamento Minervino-Monte Caccia) il sollevamento raggiunge valori massimi intorno ai 400 m, che decrescono fino a pochi metri lungo la fascia costiera (IANNONE & PIERI, 1982). Altresì, il maggiore sollevamento neotettonico che l'area murgiana ha risentito ri-

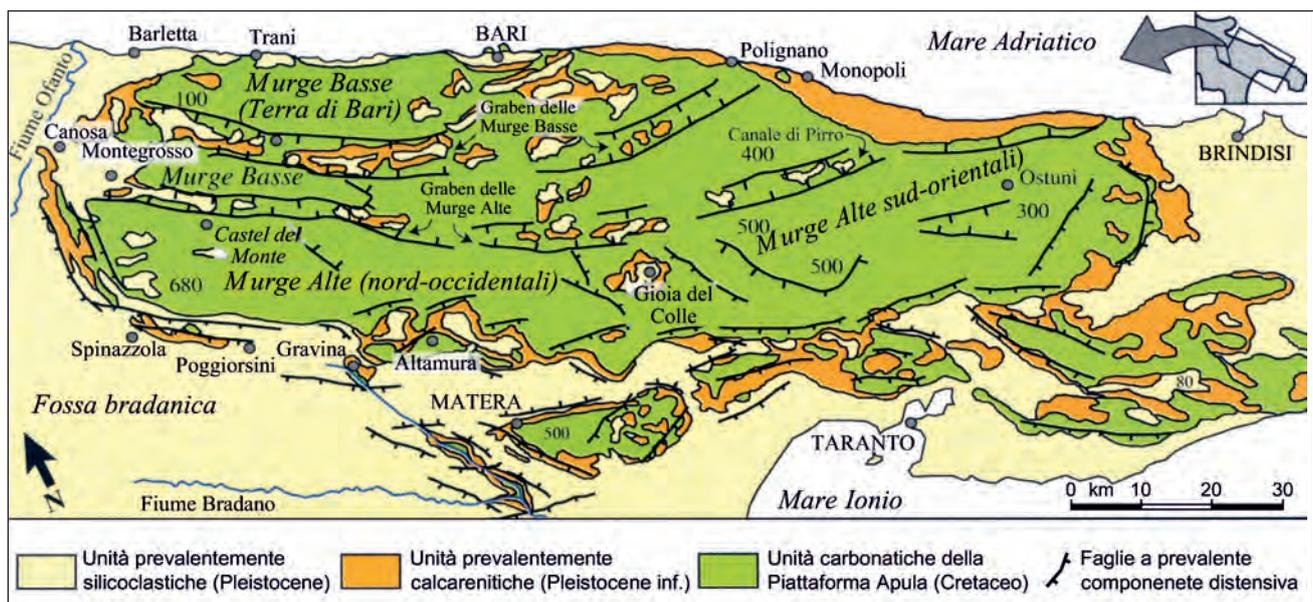


Fig. 1.27 – Carta geologico-strutturale schematica delle Murge (da PIERI *et alii*, 1997).
– Schematic geological-structural map of the Murge (from PIERI *et alii*, 1997).

petto al settore salentino è stato dell'ordine di circa 250 m (GRASSI, 1983).

Dal punto di vista morfologico, l'area murgiana forma un esteso altopiano, poco elevato (450-700 m s.l.m.), allungato in senso NO-SE, delimitato da una netta ed ininterrotta scarpata dalle confinanti pianure: *Tavoliere delle Puglie* a Nord-Ovest, *Fossa Premurgiana* a Sud-Ovest, e *Depressione tarantino-brindisina* a Sud-Est. Il versante nord-orientale digrada verso il Mare Adriatico con una marcata conformazione a gradinata. Le *Murge* sono delimitate a SO, lato bradanico, a NO, lato ofantino e a NE, lato adriatico (per il tratto compreso fra Conversano e Ostuni), da alte scarpate e ripiani poco estesi. Al contrario, lungo il versante adriatico da Barletta a Mola di Bari e quello di raccordo con il *Salento*, le *Murge* sono caratterizzate da una serie di vasti ripiani che degradano verso le quote più basse a mezzo di scarpate, con rigetto più modesto (poche decine di metri).

La maggior parte degli elementi morfologici caratterizzanti le *Murge* (scarpate e ripiani; rilievi e depressioni) si sviluppano preferenzialmente con direttrici ONO-ESE o E-O e, subordinatamente, N-S o SO-NE, cioè le stesse direttrici dei principali elementi tettonici, descritti in precedenza. Le esigue coperture sedimentarie post-cretacee, solo in parte hanno modificato il paesaggio delle Murge.

L'area murgiana è priva di un reticolo idrografico propriamente detto. I numerosi solchi erosivi presenti intercettano trasversalmente i diversi ripiani e gradini del territorio murgiano, in genere asciutti, ad andamento cataclinale e presentano deflussi opposti, a SO e a NE. I solchi con deflusso verso SO, quindi verso l'entroterra, hanno la forma di forre con pareti ravvicinate, con fondo a "v" scavato in roccia e profilo irregolare in forte pendenza, e sono denominati *gravine*. I solchi del margine nord occidentale dell'altopiano proseguono il loro corso lungo il versante ionico come sub-affluenti del Fiume Bradano (Gravina di Picciano) mentre quelli del margine sud orientale costituiscono dei singoli reticoli con sbocco nell'Arco Ionico Tarantino (Gravina di Ginosa; Gravina di Laterza; Gravina di Mottola; Gravina di Massafra). I solchi con deflusso a NE, quindi con lo sbocco nel Mare Adriatico, presentano fianchi ripidi pro-

gressivamente più distanziati nei tratti intermedi e inferiori e fondo piatto coperto da depositi alluvio-colluviali, e sono denominati *lame*. Trattasi di forme fluviali ereditate, incise in epoche di maggiore piovosità, a partire dal Pleistocene medio; il loro modellamento è stato condizionato dalle ripetute variazioni del livello di base connesse alle contemporanee fasi di sollevamento regionale (par. 1.1). Queste lame hanno la forma e il regime idraulico tipico dei corsi d'acqua delle regioni desertiche, quindi generalmente asciutti con rapidi deflussi anche cospicui, temporanei ed effimeri, in occasione di abbondanti rovesci o di piogge persistenti. Presentano dei reticoli parzialmente gerarchizzati, i cui segmenti hanno origine in corrispondenza delle varie scarpate, a partire da quella più elevata, e confluiscono negli alvei principali, in relazione anche alle locali incidenze morfologiche o tettoniche. I reticoli più estesi e gerarchizzati sono localizzati nel settore nord-occidentale dell'altopiano murgiano (*Murge Baresi*), ove costituiscono un vasto bacino imbrifero con le testate lungo il ciglio delle *Murge Alte* ed una disposizione a raggiera verso la costa adriatica. Alcuni di questi solchi sono stati canalizzati, sbarrati da dighe (Torrente Picone) e deviati su altri solchi, oppure aperte nuove vie di deflusso a mare mediante opportune opere idrauliche (Canalone di S. Francesco).

Alla base delle scarpate sono presenti alcuni impluvi, orientati in direzione parallela all'allungamento dell'altopiano murgiano. Essi costituiscono bacini allungati di tipo endoreico variamente estesi e poco incisi, con fondo coperto da depositi colluviali, sede di stagni e laghetti temporanei in occasione di piogge abbondanti, raramente collegati con i reticoli cataclinali descritti in precedenza.

Infine, la linea di costa murgiana ha un andamento pressoché rettilineo, orientato all'incirca parallelamente alla prevalente direzione morfostrutturale dell'altopiano. La costa è caratterizzata da ripe rocciose con dislivelli variabili da pochi metri (litorale da Trani a Giovinazzo) sino a oltre 20 m (Polignano a Mare) e con insenature di diversa ampiezza e forma in corrispondenza dello sbocco dei solchi erosivi che incidono il retroterra. Le più ampie insenature costituiscono le aree portuali del tratto costiero tra Trani e Torre Canne. Quest'ul-

tima località è ubicata in corrispondenza di un piccolo promontorio dal quale si sviluppa a SE, per circa 6 km, sino a Torre S. Leonardo, una costa rettilinea a lido con ripa in posizione arretrata. Il contiguo tratto orientale, noto come Costa Merlata, è caratterizzato da una ripa bassa fittamente frastagliata e limitata dal modesto promontorio di Torre Guaceto, da cui si distaccano alcune isolette allineate (Scogli di Apani) che racchiudono un braccio di mare (pseudolaguna). L'origine di questa pseudolaguna è collegabile allo smembramento di un antico cordone litoraneo con conseguente inondazione del retrostante stagno costiero, a seguito delle azioni erosive prodotte dalla recente rimonta del mare olocenico.

1.3.3. - *Area salentina*

Con riferimento alla configurazione strutturale, il territorio salentino è definito dal pilastro tettonico asimmetrico allungato in direzione NO-SE con il fianco occidentale più sviluppato, e dislocato da faglie dirette, NO-SE, in una serie di blocchi sub paralleli (CIARANFI *et alii*, 1988). Gli studi condotti da MARTINIS (1962), CIARANFI *et alii* (1988), FUNICIELLO *et alii* (1991), TOZZI (1988, 1993) e da altri studiosi, hanno evidenziato una differenza nell'andamento e nella natura degli allineamenti tettonici presenti nel settore sud-occidentale e nord-orientale dell'area salentina. Secondo TOZZI (1988, 1993), nel settore nord-orientale (fig. 1.28), prevalgono le faglie dirette e subverticali, orientate NO-SE e anche circa N-S; nei dintorni di Otranto (stereogramma 11 di fig. 1.28) sono state rilevate faglie NNE-SSO caratterizzate da motivi trascorrenti e pieghe con superfici assiali N-S. Il settore sud-occidentale risulta essere più deformato e articolato; infatti in esso, oltre alle note pieghe ad ampio raggio di curvatura e con direzione delle superfici assiali NNO-SSE, sono presenti deformazioni duttili con direzione ENE-OSO e NE-SO del piano assiale e immersione a NO (ad es. nella zona di Galatone, stereogramma 4 di figura 1.28). In questo settore, la tettonica disgiuntiva è rappresentata da faglie dirette, trascorrenti e oblique di direzione NNO-SSE e NO-SE (FUNICIELLO *et alii*, 1991; TOZZI, 1993). Le faglie dirette diventano

maggiormente frequenti progressivamente spostandosi dall'area sud-occidentale fino a quella nord-orientale, ove diventano, come visto, preponderanti. L'assetto strutturale dell'area sud-occidentale, quindi, è rappresentato da un insieme di blocchi (*Serre Salentine*) e depressioni, separati principalmente da faglie NNO-SSE (fig. 1.29), noti come (TOZZI, 1993):

- *Blocco di Alliste*, porzione più occidentale dell'area i cui limiti orientali sono definiti da faglie trascorrenti e oblique;
- *Depressione di Fellingine*, area ribassata che si allarga verso NO e delimitata da faglie a componente orizzontale;
- *Blocco di Melissano*, una serra interessata da faglie bordiere caratterizzate da movimenti obliqui e trascorrenti, da pieghe ad assi NO-SE e da faglie dirette di direzione NNO-SSE;
- *Bacino di Ugento*, depressione stretta e allungata, associata ad un movimento trascorrente sinistro;
- *Blocco di Salve*, caratterizzato dalla presenza di depressioni minori al suo interno e pieghe ad assi NO-SE;
- *Depressione di Acquarica del Capo*, bacino delimitato da faglie subverticali principalmente dirette NNO-SSE, al cui interno sono presenti faglie di direzione NE-SO;
- *Blocco di Alessano-Casarano*, la serra di maggiori dimensioni dislocata da diversi sistemi di faglia, per lo più, orientati NNO-SSE, NO-SE e N-S;
- *Depressione di Tricase*, depressione interessata da fratture subverticali di direzione NNO-SSE e NO-SE.

Dal punto di vista morfologico, l'area salentina costituisce il blocco meno elevato della Piattaforma apula. Le forme del suo rilievo sono direttamente condizionate dalla locale architettura tettonica e stratigrafica, acquisita nel corso delle ere geologiche, che conferisce al paesaggio la tipica conformazione di una serie di dorsali, convergenti verso l'estremità meridionale (Capo di Santa Maria di Leuca), e depressioni variamente estese e collegate con la vasta piana della *Depressione tarantino-brindisina* a Nord. Le dorsali hanno sommità subpianeggiante, con quote massime non superiori ai 200 metri (189 m; Serre del Cianci, nei dintorni di Specchia) e limitate sul lato orientale da ripidi gradini con dislivelli compresi

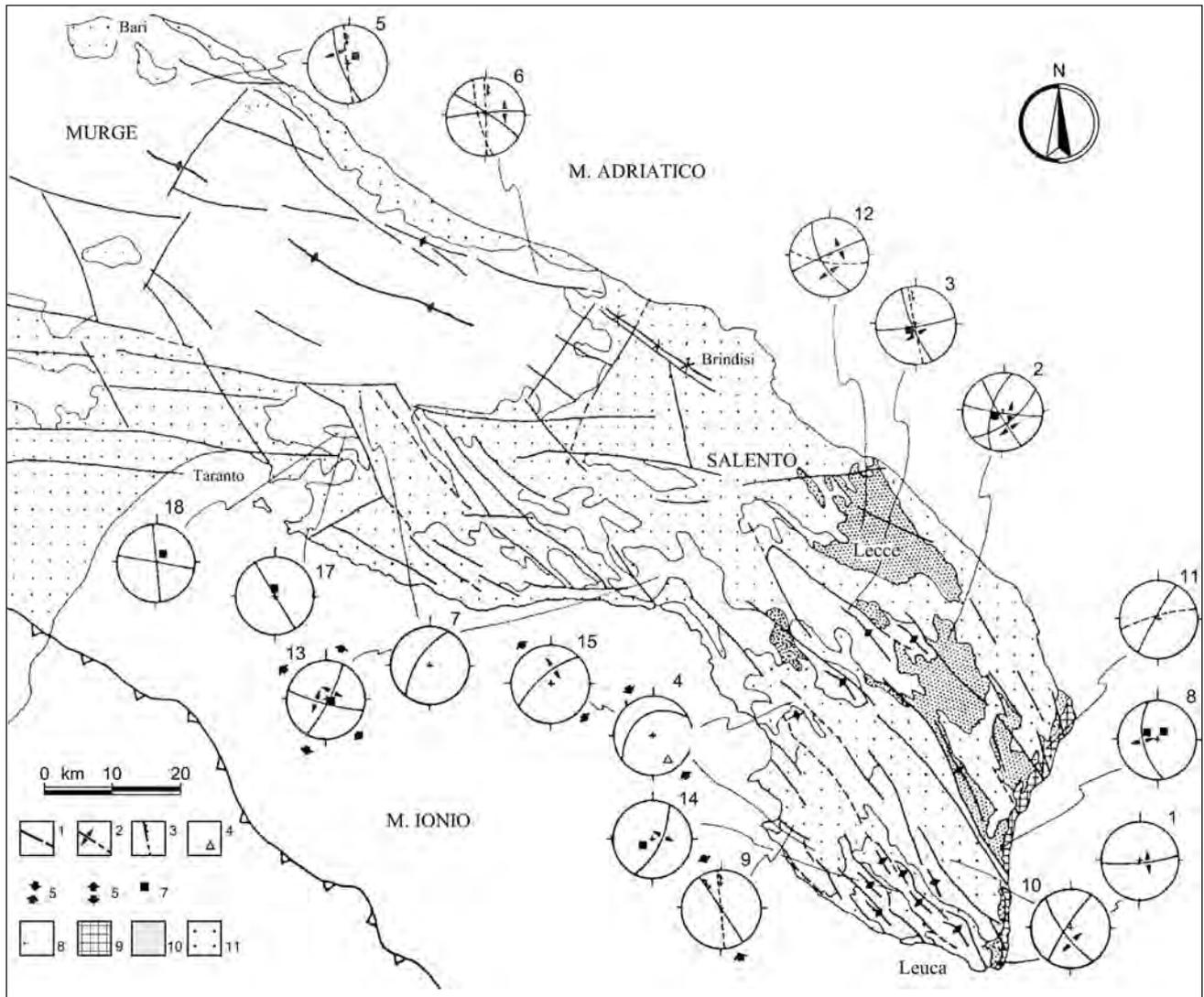


Fig. 1.28 – Carta strutturale del Salento e delle Murge meridionali con gli stereogrammi dei rilievi strutturali svolti (proiezioni di Schmidt, emisfero inferiore) (da TOZZI, 1993). Legenda: 1 – principali faglie; 2 – faglie dirette e sub-verticali; 3 – faglie trascorrenti o con importante componente orizzontale; 4 – intersezioni delle superfici assiali con la topografia (poli); 5 – direzione di massima compressione; 6 – direzioni di estensioni; 7 – poli dei piani di stratificazione; 8 – calcari e dolomie del Cretaceo superiore; 9 – calcari Paleogenici; 10 – calcareniti mioceniche; 11 – calcareniti e depositi plio-quadernari.

– Structural map of Salento and southern Murge, showing the stereograms of the structural surveys (Schmidt projections, lower hemisphere) (from TOZZI, 1993).

Legend: 1 – main faults; 2 – normal and sub-vertical faults; 3 – transcurrent faults, or faults with a significant horizontal component; 4 – intersections of the axial surfaces with the topography (poles); 5 – direction of maximum compression; 6 – directions of extensions; 7 – poles of bedding planes; 8 – Upper Cretaceous limestones and dolostones; 9 – Paleogene limestones; 10 – Miocene calcarenites; 11 – Plio-quadernary calcarenites and deposits.

tra qualche decina di metri e gli 80 m.

I reticoli idrografici che dissecano il retroterra salentino corrispondono a singoli solchi di varia lunghezza, poco incassati, moderatamente gerarchizzati e prevalentemente endoreici. Come per le altre porzioni del territorio pugliese, questi solchi sono alimentati esclusivamente dalle precipitazioni meteoriche, quindi sono caratterizzati da un regime torrentizio, con deflussi saltuari e rapidi, fortemente connessi all'intensità e alla durata degli episodi piovosi.

I versanti costieri presentano il tipico modella-

mento a terrazzi delle coste di recente emersione: ripe e antistanti piattaforme d'erosione o di accrezione che si susseguono, senza soluzione di continuità, dalle quote più alte sino al livello del mare. In particolare, la fascia costiera orientale, che si affaccia sul Canale d'Otranto, mostra una continua falesia, alta e rocciosa, modellata in corrispondenza del margine originario della Piattaforma apula, intagliata da piccole rias (breve solchi erosivi) e incisa da numerose grotte situate a varie quote sul livello marino. La costa occidentale, aperta sul Golfo di

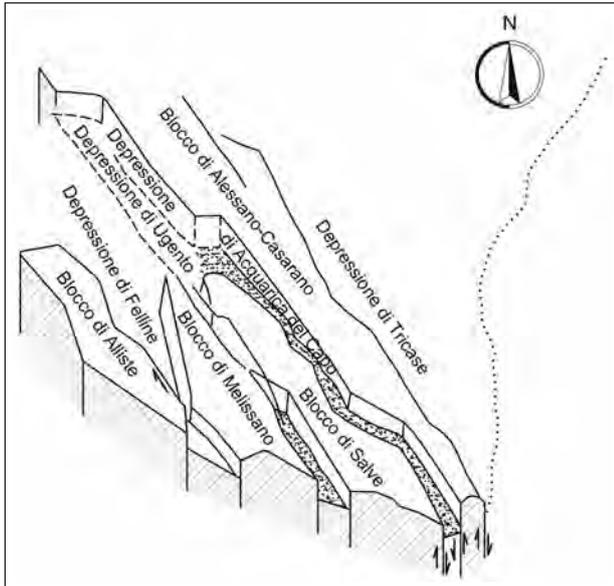


Fig. 1.29 – Rappresentazione schematica dell'assetto strutturale del Salento Sud-occidentale con i diversi blocchi e depressioni identificati su base territoriale (da TOZZI, 1993).

– Schematic representation of the structural setting of the southern-western sector of Salento, showing the blocks and the tectonic depressions (from TOZZI, 1993).

Taranto, è, invece, caratterizzata da basse ripe rocciose, con isolette e scogli allineati a breve distanza dalla riva, che si alternano ad estesi arenili, orlati da cordoni dunali con retrostanti paludi attualmente bonificate.

1.3.4. - Tavoliere delle Puglie, Fossa Premurgiana e Depressione tarantino-brindisina

I principali bassipiani del territorio pugliese sono rappresentati dal Tavoliere delle Puglie, dalla Fossa Premurgiana e dalla Depressione tarantino-brindisina.

Il Tavoliere costituisce una vasta zona pianeggiante (circa 3500 km²) con forma grossomodo di quadrilatero, delimitata a Sud-Est dal basso tronco del Fiume Ofanto e dagli affioramenti della piattaforma murgiana, ad Ovest dalla fascia montuosa dell'Appennino Dauno, a Nord-Est dal Torrente Candelaro che lo separa dall'adiacente Gargano (tav. 1 f.t.). Presenta un'elevazione media non superiore a un centinaio di metri, tranne la porzione più interna, in corrispondenza della fascia a ridosso dell'Appennino Dauno, ove si raggiungono i 700 m di quota. Procedendo dal margine appenninico verso il Mare Adriatico, le forme del rilievo sono rappresentate da una serie digradante di ripiani di-

versamente estesi, collegati da gradini con dislivelli variabili, dissecati da reticoli idrografici caratterizzati da ampie piane alluvionali che presso la fascia costiera originano estese aree palustri orlate da dune costiere.

Il settore meridionale del Tavoliere, compreso tra il Fiume Ofanto e il Torrente Cervaro, corrisponde ad un graben allungato SO-NE, con ulteriore gradonatura NO-SE immergente verso l'Appennino. Questa depressione tettonica (*Graben dell'Ofanto*), interpretata come "graben a pettine" da DOGLIONI *et alii* (1994), è delimitata da due principali lineamenti tettonici, quello di Manfredonia a Nord e dalla linea dell'Ofanto a Sud, entrambi attivi durante il Plio-Pleistocene. In questo settore sono stati individuati otto ripiani disposti a quote diverse comprese tra 350 e 5 m s.l.m. (CALDARA & PENNETTA, 1993), ognuno dei quali bordato da una scarpata, con modesti dislivelli, continua per diversi chilometri. Il reticolo idrografico è costituito da corsi d'acqua, poveri e poco profondi, generati nella stessa piana e che scorrono ortogonalmente rispetto all'attuale linea di costa, fino all'altezza di Cerignola, ove subiscono una rotazione verso Nord, presumibilmente connessa a fasi di sollevamento differenziale, evidenziate anche dalla migrazione del delta del fiume Ofanto. La piana costiera del settore meridionale, quindi, è costituita da una fascia di circa 5-6 km che tende ad allargarsi dopo aver superato le Saline di Margherita di Savoia fino a circa 20-25 km (CALDARA & PENNETTA, 1993). Secondo gli stessi autori, la presenza di un antico cordone litorale ha determinato la formazione di un'unica ampia laguna, che, intorno al II secolo a.C., è stata suddivisa in diverse porzioni dalle alluvioni del Torrente Cervaro. Il successivo insabbiamento da parte del mare ha favorito la formazione di numerosi laghi costieri, bonificati per colmata a seguito della legge Serpieri-Iandolo (1933).

Il settore centrale del Tavoliere, esteso dal Torrente Cervaro sino a poco più a Nord di S. Severo (tav. 1 f.t.), è occupato da un semigraben allungato in direzione appenninica. Ad occidente, a ridosso dell'Appennino Dauno, si individua la zona più elevata (tra 500-100 m s.l.m.) rispetto a quella orientale che si raccorda al mare. All'interno di questo settore, si distinguono due distretti: uno oc-

cidente, tra i 500 m e i 100 m di quota a ridosso dell'Appennino, ed uno orientale che parte dai 100 m e si raccorda con la piana costiera. I corsi d'acqua nascono dall'Appennino e si immettono nel Torrente Candelaro, ad esclusione del Torrente Cervaro. Secondo la cartografia storica fino al XVIII secolo, quest'ultimo torrente non raggiungeva il mare bensì confluiva nel Lago Versentino; soltanto sul finire del secolo ZATTA (1784) riporta per questo torrente tre rami: uno si immetteva nel lago per poi uscirne ed immettersi nel Candelaro, un secondo, invece, confluiva nella foce del Candelaro ed un terzo sfociava direttamente a mare. La presenza di numerosi tratti di paleovalle con andamento meandriforme indica che i diversi corsi d'acqua che solcano attualmente questo settore di *Tavoliere* dovevano divagare a lungo prima di immettersi nel Torrente Candelaro (CALDARA & PENNETTA, 1993).

Infine, il settore settentrionale del *Tavoliere* si sviluppa a Nord dell'allineamento strutturale Torre Mileto-Diga di Occhito. È caratterizzato da un semigraben ribassato verso il mar Adriatico con complicazioni allineate E-O, NE-SO e N-S corrispondenti alla Faglia del Fiume Fortore. Questo settore è caratterizzato da un reticolo idrografico giovane, ad andamento circa N-S, presumibilmente condizionato dai lineamenti tettonici, in fase di erosione regressiva e con acque che defluiscono nel Mare Adriatico. Come riportato in CALDARA & PENNETTA (1993), in tempi storici recenti le correnti marine provenienti da Nord-Ovest avrebbero ridistribuito verso Est i sedimenti del Fortore, creando in tal modo la lunga barra costiera che isola attualmente il Lago di Lesina (cap. 13).

Secondo quanto riportato in PATACCA & SCANDONE (2004), nelle aree settentrionali del *Tavoliere*, ricadenti in parte nei settori settentrionali e centrali individuati da CALDARA & PENNETTA (1993), sono stati riconosciuti 5 sistemi di faglia profondi (fig. 1.17), di diverso orientamento ed attività sismica. Il primo sistema è rappresentato dalle faglie normali di direzione NO-SE, immergenti a SO, attive durante il Tardo Pliocene ed il Pleistocene inferiore, e sigillate dai depositi di età Santerniano-Emiliano (1.57 -1.50 Ma; cuneo clastico di sin-rampa in fig. 1.17). Localmente le porzioni inferiori di queste successioni mostrano una

debole deformazione. Il secondo sistema è stato rilevato unicamente nella zona di Sant'Agata, ad Ovest del lago di Lesina, ove sono stati riconosciuti due allineamenti tettonici, verticali di direzione NE-SO, sigillati dai depositi del Tardo Pleistocene inferiore e rappresenterebbero la terminazione dell'alto strutturale delle Tremiti. Un sistema transpressivo ad alto angolo e direzione ONO-ESE, attivo durante il Pleistocene inferiore, costituisce il terzo sistema di faglie riconosciuto nell'area in esame e ben rappresentato dall'alto di Chieuti. Questa struttura tettonica è stata interpretata da PATACCA & SCANDONE (2004) come una *struttura di push-up*, delimitata da faglie ad alto angolo, immergenti a Sud e ad Nord, sigillata dai depositi di età Emiliano-Siciliano (1.50-0.92 Ma; depositi di *post-rampa* in figura 1.17). Faglie normali ad andamento ONO-ESE costituiscono il quarto, più antico, ed il quinto, più recente, sistema tettonico. Il più antico, attivo solo durante il Pleistocene inferiore, è rappresentato da faglie normali immergenti a Sud e a Nord, rispettivamente a Sud e a Nord del pozzo petrolifero Chieuti 1. Il sistema più recente, attivo, corrisponde alla nota Faglia di Apricena, immergente a Sud, ed altre faglie ad essa associate che dislocano i sedimenti del Pleistocene inferiore e medio (*depositi progradanti e sabbie regressive* in figg. 1.17, 1.24).

La *Fossa Premurgiana* (parte della Fossa Bradanica) è l'area depressa interposta tra l'Appennino lucano e le Murge, che si estende a Sud della Valle dell'Ofanto fino alla Piana di Metaponto (AA. VV. 2010) (tav. 1 f.t.). È un'area prevalentemente collinare con rilievi a tetto piatto, caratterizzata da estese superfici pianeggianti disposte a gradinata. In particolare, la *Fossa Premurgiana* ricade in gran parte negli ambiti amministrativi lucani e solo la sua porzione orientale, a ridosso della scarpata delle *Murge Alte*, ricade nel territorio pugliese. L'area settentrionale del settore pugliese di questa *Fossa* è solcata dal Torrente Locone e dai tratti superiori dei Torrenti Gravina di Picciano e Gravina di Matera mentre il Torrente Galeso, il fiume Lato, il fiume Tara ed il fiume Chidro sono i più brevi corsi d'acqua che attraversano l'area meridionale della *Fossa* (AA. VV. 2010). Le testate dei bacini idrografici dei fiumi/torrenti dell'intera fossa sono

sempre impostate sui versanti delle *Murge Alte*, per poi dirigersi verso la fossa, presentando le morfologie tipiche delle forre, denominate gravine.

Infine, la *Depressione tarantino-brindisina* o nota come *Soglia Messapica* (fig. 1.27), è stata interpretata come una faglia trascorrente destra (*North Salento Fault* di GAMBINI & TOZZI, 1996) a cui è associata una più ampia zona di deformazione, ad andamento E-O. Nella sua porzione orientale, questa zona è caratterizzata da un'ampia depressione triangolare aperta sul lato adriatico mentre sul lato occidentale è definita da una serie di piccoli blocchi sollevati e strette depressioni (fig. 1.29; RICCHETTI *et alii*, 1988; TOZZI, 1993). Quest'ultimo assetto strutturale è riconoscibile nell'area di Mottola, ove sono evidenti strutture transpressive e transtensive associate ad un principale sistema di faglie trascorrenti destre, attive durante il Pliocene superiore-Pleistocene inferiore. (PIERI *et alii*, 1997; TROPEANO *et alii*, 1998). In particolare, nell'area in esame, in affioramento (stereogramma 18, fig. 1.28), sono stati rilevati due sistemi di faglia (TOZZI, 1993): il principale subverticale orientato N270°-280° che ha ribassato il *Salento* rispetto alle *Murge*, e uno secondario orientato N330°. Le faglie sono principalmente di tipo diretto, con qualche componente di movimento obliquo verso SO. L'ultimo evento distensivo si è probabilmente impostato su precedenti faglie trascorrenti (FUNICIELLO *et alii*, 1991). Lo stesso movimento obliquo avrebbe separato il *Salento* dalle *Murge*, in tempi eo-oligocenici, probabilmente a seguito delle spinte prodotte dall'Arco Ellenico (RICCHETTI *et alii*, 1988; TOZZI, 1988). Questo movimento avrebbe indotto una rotazione oraria di circa 25° del *Salento* rispetto alle *Murge*, determinando quindi una differenza di circa 20°-30° nell'andamento degli assi strutturali principali del *Salento* (NNO-SSE) rispetto a quelli delle *Murge* (NO-SE).

1.4. - IL CARSIAMO

La Puglia è la regione italiana con la maggiore presenza di rocce solubili in affioramento, essenzialmente di natura carbonatica, con presenza rara di depositi evaporitici. A tal riguardo, in figura 1.30 è riportata la mappa sintetica, redatta a cura della

Società Speleologica Italiana, nella quale è rappresentata sommariamente la distribuzione delle aree carsiche d'Italia e l'ubicazione delle principali sorgenti; carta realizzata per un primo censimento generale delle sorgenti di origine carsica, edita nel 2002. Per quanto riguarda le sorgenti della Puglia, carsiche e non, si rimanda alla più dettagliata illustrazione riportata nel capitolo 4.

La predominante estensione di rocce solubili carsificabili influenza notevolmente i caratteri morfologici, idrologici ed idrogeologici della Puglia. L'intenso sviluppo dei processi carsici (tav. 2 f.t.) su vaste aree ha determinato la prevalenza nel paesaggio pugliese di tipiche morfologie, paesaggi e grotte carsiche (GIULIANI, 2000; PARISE, 2007). Meno evidente è il carsismo profondo, il quale però assume una notevole importanza in Puglia, in quanto incide sulla idrogeologia regionale.

Per evidenziare l'incidenza che il carsismo assume sulla idrogeologia e sulle disponibilità idriche sotterranee presenti e future di questa regione, conviene ricordare talune sintetiche e semplici considerazioni tratte dal documento informativo "L'acqua che berremo" (giornate Nazionali della Speleologia, patrocinata dal Comitato Italiano per il 2002 AIM), dedicato a tutelare il patrimonio idrico e le fenomenologie carsiche (AA.VV., 2002):

Ciò che colpisce particolarmente è la constatazione che, laddove più copiose sgorgano le sorgenti, esse traggono alimentazione dalle rocce carbonatiche e carsiche. Le conoscenze acquisite ad oggi al riguardo ci permettono di asserire che le sorgenti carsiche e tutto il complesso di fenomeni e di processi che avvengono all'interno di tali rocce, rappresentano un patrimonio di grande importanza socio-economica. L'attenzione si sposta, dunque, su tutto il paesaggio carsico, sia quello subaereo, sia quello sotterraneo, davvero straordinario.

Le acque carsiche rappresentano e rappresenteranno sempre più in futuro un pilastro dello sviluppo sostenibile in termini di risorse idriche destinate al consumo umano. La protezione di tali risorse diventa una missione prioritaria per tutti i governi e le organizzazioni mondiali. Ma la protezione dell'Ambiente, in tutte le sue diverse forme e manifestazioni, è figlia della conoscenza.

Per quanto riguarda l'idrologia il carsismo è un fenomeno ambivalente, perché è vero che le montagne carsiche sono spesso riarse, ma funzionano come gigantesche spugne nell'assorbire e immagazzinare la preziosa risorsa idrica, restituendola a



Fig. 1.30 - Carta delle principali aree e sorgenti carsiche d'Italia. Le cifre in parentesi indicano la portata idrica in mc/s (mod., da AA.VV., 2002).
 - Map of the main karst areas and springs of Italy. Numbers in parenthesis indicate the water discharge in m³/s (modified, from AA.VV., 2002).

valle in punti ben precisi. Qui, dove il reticolo idrografico sotterraneo viene alla luce, si trovano sorgenti imponenti: veri e propri fiumi che all'improvviso emergono dalle profondità dove hanno avuto origine dall'incessante confluire di mille vene e di miriadi di gocce. In altri casi, grandiosi sono corsi d'acqua già formati che vengono inghiottiti e scompaiono sottoterra per riapparire, ingrossati da ignoti affluenti, a molti chilometri di distanza e spesso sotto un altro nome. Questi corsi d'acqua misteriosi e improvvisi – autentici “fiumi della notte” carichi di simbologie e di fascino – costituiscono una risorsa di valore incalcolabile: sono i condotti in cui scorre l'acqua che beviamo e, sempre di più, l'acqua che berremo.

Le modalità e velocità di deflusso delle diverse zone sotterranee sono molto differenti. Nella parte superiore (detta “vadosa”), l'acqua scorre a pelo libero, in condizioni del tutto simili a quelle dei corsi d'acqua esterni: flussi concentrati e alte velocità, con rapide e cascate. Nella zona satura, invece, l'acqua si muove in pressione esercitando sulle pareti rocciose un'uguale azione in tutte le direzioni. La sua velocità è bassa, potendo essere di qualche millimetro all'ora. La demarcazione tra zona vadosa e freatica non costituisce un confine regolare o costante, ma può subire notevoli oscillazioni, condizionate dalle precipitazioni esterne (si conoscono variazioni di livello di molte decine di metri in tempi brevissimi) oppure, su scala temporale geologica, indotte dall'evoluzione della struttura dell'acquifero. Queste lentissime modificazioni possono portare allo svuotamento di gallerie un tempo completamente allagate, permettendo così agli speleologi di accedervi e di esplorarle. Ma può verificarsi anche il caso contrario. Ad esempio, al termine delle ultime glaciazioni il livello marino si è innalzato di più di cento metri, sommergendo cavità che si erano evolute in ambiente aereo; è questa la genesi di gran parte delle grotte (e sorgenti sottomarine) che troviamo un po' dovunque, laddove il calcare si immerge direttamente in mare, dalla Sardegna alla Puglia, dal Cilento al Carso.

Circa la protezione dell'acqua costituente un impegno di civiltà, il problema è aggravato dalle caratteristiche stesse degli acquiferi carsici, direttamente collegati al mondo esterno e dove l'acqua scorre velocemente, con scarso potere autodepurante e nessuna capacità filtrante. Intanto la presenza di laghi e di bacini sotterranei può favorire l'accumulo delle sostanze inquinanti, che in tal modo possono raggiungere concentrazioni superiori a quelle della fonte originaria, per poi venire velocemente recapitate alle sorgenti durante le piene. La questione è complicata dal fatto che il bacino superficiale e quello effettivo raramente coincidono, così che gli inquinanti

possono essere trasportati a sorgenti distanti e insospettabili.

Anche in Italia si conoscono casi di sorgenti alimentate da zone molto lontane. Noto da sempre è l'esempio del F. Timavo, che scompare sottoterra a San Canziano, in Slovenia, per riapparire vicino al mare a una quarantina di chilometri di distanza.

A differenza delle modeste sorgenti che si trovano un po' in tutti i tipi di terreni, i punti di emersione delle acque carsiche, raccogliendo gli apporti di bacini molto vasti, hanno portate che possono essere imponenti, e che vengono misurate in m^3/s . In Italia la più copiosa emergenza di acque carsiche è quella del Timavo, che drena il Carso con un deflusso medio di circa $35 m^3/s$, ma che può superare i $140 m^3/s$ durante le piene. Le altre sorgenti maggiori si trovano nell'Italia centrale: quelle del Peschiera e del Gari, entrambe con portate attorno ai $18 m^3/s$, e quelle della gola di Narni (circa $15 m^3/s$); ed ai piedi delle Prealpi, con le sorgenti del Livenza ($9 m^3/s$) e dell'Oliero ($13 m^3/s$).

La presente Monografia cita ampiamente situazioni idrogeologiche pugliesi più o meno analoghe a quelle dianzi citate, comportanti afflussi sorgentizi di acqua, sovente prossimi alle coste, in prevalenza salmastri, perchè influenzati dal rapporto acqua dolce di falda – acqua marina intrusa nel continente, che nell'insieme danno luogo ad una portata d'acqua affiorante lungo costa di svariate decine di m^3/s .

Fortunatamente molti dei principali acquiferi carsici comprendono territori montuosi quasi disabitati – tutelati da parchi, riserve o zone di rispetto degli acquedotti – dove l'impatto delle attività umane è praticamente inesistente. Ben diversa è invece la situazione nelle vaste aree carsiche di bassa quota e densamente popolate, dove viene sistematicamente ignorata l'estrema vulnerabilità di terreni altamente permeabili. Permane, quasi ovunque, la consuetudine di gettare un po' di tutto nei pozzi, nelle doline, nelle spaccature della roccia, dove inevitabilmente finiscono anche gli scarichi degli allevamenti e delle attività industriali.

Problemi analoghi si riscontrano in gran parte della Puglia, costituita da un tavolato calcareo, dove il fenomeno più preoccupante, sempre legato alla permeabilità del terreno, è quello dell'ingressione di acque marine. In questa Regione – che possiede unicamente risorse idriche carsiche – sono stati scavati negli ultimi cinquant'anni circa 120.000 pozzi, fra legali ed abusivi, usati soprattutto per l'irrigazione. In assenza di ogni tipo di controllo è stata (ed è) prelevata una quantità d'acqua molto superiore alla capacità dell'acquifero di ricaricarsi, portando alla rottura dell'instabile equilibrio

costiero fra le acque sotterranee continentali e quelle marine. Il risultato è che queste ultime sono entrate in profondità nelle falde: non essendo più contrastate dalla pressione dell'acqua dolce, hanno avuto buon gioco nell'insinuarsi fino a molti chilometri dalla costa, dove, se si scava un pozzo, ora esce acqua salata.

Questi fenomeni, qui appena sfiorati nella loro gravità, condizionano il modo in cui sarà possibile pensare al futuro di molte aree, ove sono presenti gli acquiferi carsici. Per invertire la tendenza, appaiono indispensabili interventi concreti di governo del territorio, ma altrettanto utili potrebbero essere adeguate campagne di informazione e sensibilizzazione dei funzionari addetti e delle popolazioni locali.

Per un paese in cui oltre un terzo del territorio è carsificato e oltre il 40% delle risorse idriche ad uso potabile proviene da acquiferi carsici, il quadro normativo di tutela puntuale e territoriale relativo a queste peculiari e imperdibili risorse risulta, malauguratamente, ancora inadeguato. Intanto necessita prevenire le conseguenze di impatti negativi, derivanti da inadeguati o insufficienti studi preventivi, relativi ad opere pubbliche e private attingenti a dette risorse idriche; rimuovere, ove presenti, le cause di degrado e inquinamento della qualità degli acquiferi carsici; sensibilizzare l'opinione pubblica sull'importanza ambientale delle aree carsiche, attraverso azioni di divulgazione e progetti didattici a vario livello.

L'acqua che si raccoglie nel territorio carsico nazionale rappresenta una insostituibile risorsa naturale collettiva, confinata in orografie superficiali e profonde non determinate da confini amministrativi, bensì solo da complessi fenomeni geologici, oggi sovente ancora incompresi e da indagare.

Le interessanti citazioni sopra esposte esprimono, con grande semplicità, aspetti delle fenomenologie carsiche strettamente legati alla presenza e alle disponibilità idriche, cui la letteratura idrogeologica e scientifica ha dedicato finora nel Mondo grande spazio. Si ricordano fra gli autori che più di recente hanno trattato largamente l'argomento FORD & WILLIAMS, 2007.

Il presente capitolo presenta a tal riguardo alcune utili osservazioni, legate principalmente al controllo dell'assetto strutturale e all'incidenza che il carsismo determina agli effetti della circolazione idrica in generale, evidenziando, inoltre, il ruolo svolto dall'epicarso sulla infiltrazione e sulla ricarica degli acquiferi.

1.4.1. - *Il fenomeno carsico in idrogeologia*

Il carsismo consiste principalmente nella dissoluzione chimica operata da acque acidule su rocce solubili. Fra queste, fatta eccezione per i gessi presenti in Puglia principalmente in prossimità di Marina di Lesina nell'area garganica (cap. 13), le presenti annotazioni riguardano principalmente formazioni carbonatiche, rappresentate dai calcari mesozoici e, subordinatamente, dalle calcareniti in prevalenza mioceniche e plio-quadernarie. Detta dissoluzione carsica determina prioritariamente effetti in superficie (doline, polje, inghiottitoi, ecc.) e poi nel sottosuolo, dove si va formando una complessa e sovente intercomunicante rete di vuoti, che in base alle dimensioni degli stessi sono in genere distinti in fessure o fratture, condotti carsici, sino a vere e proprie grotte esplorabili dall'uomo. È proprio la presenza di questi vuoti o cavità, tra l'altro in continua evoluzione, a costituire l'elemento primario dei territori carsici, rappresentandone la peculiarità e influenzando, in modi assai complessi, i caratteri idrologici e idrogeologici (SMART & FORD, 1986; WHITE, 1988; FORD & WILLIAMS, 2007).

In termini di tempi occorrenti affinché il carsismo in parola si produca, a livello di semplice informazione vanno distinte le rocce evaporitiche (tipo anidriti o gessi), raramente presenti in Puglia, da quelle calcaree propriamente dette. Nel primo caso l'evoluzione del carsismo è rapida, talora anche dell'ordine di qualche decina di anni, mentre nelle rocce carbonatiche compatte detta evoluzione è lentissima, dell'ordine dei millenni o dei tempi geologici.

In presenza degli acquiferi carsici, ai quali la presente Monografia si riferisce, è difficile definire un "bacino idrografico", dato che il ruscellamento superficiale risulta assai limitato, in quanto l'acqua tende rapidamente ad infiltrarsi nel sottosuolo una volta individuata una via di accesso, sia essa una frattura o un vero e proprio inghiottitoio. Gran parte del movimento dell'acqua avviene quindi nel sottosuolo, il che rende non praticabile la suddivisione in bacini idrografici superficiali e l'individuazione dei relativi spartiacque topografici, quando questi sono finalizzati alla formulazione dei bilanci idrici. Per gli ambienti carsici è stato pertanto pro-

posto l'uso delle cosiddette "aree contribuenti", in sostituzione del concetto di bacino idrografico (GUNN, 2007), intendendo con tale termine qualunque area che contribuisca alla ricarica idrica. Esse andrebbero determinate attraverso l'analisi dei livelli idrici e dei risultati di indagini sistematiche, quali ad esempio prove con traccianti (FORD & WILLIAMS, 2007; GOLDSCHIEDER & DREW, 2007; GOLDSCHIEDER *et alii*, 2008; SHAPIRO, 2011). Ulteriori informazioni, di estrema rilevanza in quanto derivanti da insostituibili osservazioni dirette, sono fornite dalle esplorazioni e dai rilievi speleologici, e dalla relativa documentazione, che attualmente hanno raggiunto livelli di notevole affidabilità e precisione (HAUSELMANN, 2011; MARTIMUCCI & PARISE, 2012; SAURO *et alii*, 2013). In ogni caso, in presenza di carsismo, la definizione e l'interpretazione di parametri idrogeologici presenta notevole complessità (PALMER, 1999). Parametri idrogeologici quali la porosità e la permeabilità andrebbero definiti caso per caso, in funzione dell'evoluzione del carsismo e della sua influenza sull'idraulica sotterranea.

Vale la pena ricordare a tal riguardo che la letteratura scientifica dedicata al carsismo della Puglia si sofferma più frequentemente sugli spessori più epidermici dei territori e sull'epicarso in particolare. Poco è stato studiato invece con riferimento al carsismo profondo, che condiziona notevolmente la circolazione idrica sotterranea. Nell'Alta Murgia (par. 15.7) è stato possibile riscontrare la presenza di carsismo a notevole profondità. Il caso più recente riguarda gli strati carbonatici carsificati rinvenuti a oltre 900 m di profondità in un pozzo di ricerca idrica perforato in agro di Ruvo di Puglia. Viceversa, è stata riscontrata nella piana barese una riduzione della permeabilità dell'ammasso carbonatico con la profondità, ad indicare una fratturazione carsificata che va riducendosi progressivamente lungo la verticale (par. 15.8).

I processi che determinano il carsismo modificano fortemente la porosità e la permeabilità delle rocce carbonatiche in tutti gli stadi diagenetici della roccia stessa. Il carsismo può determinare, ad esempio, una porosità, intesa come semplice rapporto vuoto su pieno, anche nell'ordine del 40-50% (CHOQUETTE & PRAY, 1970; *Focus Group on Karst Hydrology*, 2008).

È ben evidente l'estrema variabilità di comportamento che gli acquiferi carsici subiscono in funzione delle eterogeneità idrogeologiche derivanti da porosità di vario ordine (ATKINSON, 1977; WORTHINGTON, 1994, 1999). È possibile infatti distinguere la porosità dovuta a fratturazione tettonica, a giunti di strato, talora ricolmi più o meno di materiali residuali, nel caso della Puglia costituiti da terre rosse, dai vuoti carsici più pronunciati. In ogni caso, per definire la porosità efficace ai fini degli studi di idrogeologia nel particolare contesto pugliese, conviene trascurare del tutto la porosità intergranulare della matrice, intendendosi quest'ultima come porosità del calcare di base.

La tabella 1.2 riporta alcuni dati geometrici e la porosità (definita come il rapporto tra il volume della grotta e il volume minimo del blocco di roccia che la contiene) di alcune grotte variamente distribuite nel mondo. Essa evidenzia che i vuoti dovuti al carsismo costituiscono un'aliquota estremamente bassa dei volumi di roccia complessivi. Ciò rende difficoltosa la ricerca di detti vuoti attraverso l'esecuzione di indagini geognostiche.

1.4.2. - *Il ruolo delle discontinuità e dell'assetto geologico-strutturale nello sviluppo del fenomeno carsico*

Gli elementi fondamentali che concorrono all'innescarsi delle azioni di dissoluzione su rocce solubili ed alla successiva evoluzione del fenomeno carsico nei calcari sono i caratteri litologici e strutturali dell'ammasso roccioso. Si verifica a detto riguardo in Puglia che certe formazioni rocciose carbonatiche, definite più correttamente maiolica o scaglia, come quelle presenti alla base delle formazioni litoidi del tratto Mattinata-Vieste (Gargano) e particolarmente segnate dall'alternanza con liste di selci del Cretaceo superiore, benché fortemente interessate da tettonica disgiuntiva, risultano sotto il profilo idrogeologico essenzialmente impermeabili, stante il carattere fortemente serrato delle fratture, pur assai frequenti. Fa eccezione talora il passaggio laterale a calcari micritici, ovvero dalla maiolica alla scaglia, segnatamente stratificata, nella quale la fratturazione tettonica subisce talora intrinseche situazioni petrografiche, caratterizzate da vuoti carsici singolari, colmati da terra rossa al-

lucionata attraverso i giunti tettonici confluenti verso le cavità carsificate. È difficile in detta situazione individuare in situ dette cavità, stante la densa copertura da parte della Foresta Umbra. La presenza di forme carsiche e il conseguente riempimento ad opera di terre rosse (fig. 1.31), sono

fenomeni in ogni caso ben rari in detta area.

Passando agli esempi di vere e proprie grotte, prodotte da motivazioni di geologia strutturale e conseguente evoluzione carsica, val la pena ricordare il caso delle grotte di *Citrus County* in Florida (BRINKMANN & REEDER, 1994), il cui sviluppo è ri-

Tab. 1.2 – Valori di porosità e estensione areale per alcune tra le più note grotte al mondo. Il volume della roccia corrisponde al minimo blocco rettangolare di roccia che contiene il sistema tridimensionale di gallerie note per ciascuna grotta. Volume e lunghezza della grotta si riferiscono ai passaggi di grotta esplorati e cartografati. Porosità della grotta è il volume della grotta cartografata diviso per il minimo blocco rettangolare di roccia che la contiene. Copertura areale della grotta è l'area in pianta della grotta divisa per il minimo rettangolo di roccia che la contiene (mod., da WORTHINGTON, 1999).

– Porosity values and areas of some of the most well-known caves in the world. The volume of rock corresponds to the minimum rectangular block of rock containing the three-dimensional system of underground passages known for each cave. Volume and length of the cave refer to the explored and mapped passages. Cave porosity is the mapped volume of a cave divided by the minimum rectangular block of rock containing it. Areal coverage of a cave is the planimetric area of the cave divided by the minimum rectangular block of rock containing it (modified from WORTHINGTON, 1999).

Grotta	Volume della roccia (lunghezza x larghezza x altezza) (ml)	Volume della grotta ($m^3 \times 10^6$)	Lunghezza della grotta (km)	Porosità della grotta (%)	Copertura areale della grotta (%)
Ogof Agen Allwedd - Ogof Daren Cilau, Galles	6200 x 1900 x 50	0.9	75	0.15	1.7
Blue Spring Cave, Indiana, USA	5100 x 2600 x 45	0.5	32	0.08	1.1
Kingsdale Cave System, Inghilterra	2600 x 1500 x 100	0.17	20	0.04	1.8
Nohoch Nah Chich, Messico	5500 x 1900 x 80	4	39	0.48	6.5
Mammoth Cave, Kentucky, USA	11000 x 9000 x 90	8	550	0.09	1.4
Castelguard Cave, Canada	6500 x 1200 x 400	0.12	20	0.004	0.51
Friars Hole System, West Virginia, USA	6000 x 2000 x 80	2.7	70	0.28	2.5
McFail's Cave, New York, USA	3500 x 2300 x 90	0.12	11	0.016	0.37
Skull Cave, New York, USA	1300 x 940 x 60	0.046	6	0.064	1.2
Southern Gunung Api, Malesia	7000 x 2500 x 400	30	110	0.43	7.5

sultato fortemente condizionato dalle discontinuità di origine tettonica e dal miscelamento delle acque dolci di falda con acque marine. Questa circostanza è particolarmente presente anche lungo le coste pugliesi (DELLE ROSE & PARISE, 2005; PARISE *et alii*, 2012), laddove andrebbero approfonditi gli studi mirati all'analisi dell'evoluzione del carsismo in corrispondenza delle zone tettonizzate della formazione carbonatica in prossimità dell'interfaccia acqua dolce-acqua di mare, condizionato, peraltro, dalle ripetute oscillazioni del livello marino. Infatti, alcune grotte naturali pugliesi prodotte dal carsismo sono oggi presenti a quote altimetriche di molto superiore al livello del mare. In quest'ordine di idee si ricordano qui la Grotta di Nove Cascede in territorio di Martina Franca (IURILLI *et alii*, 2009), la Grava di Campolato a San Giovanni Rotondo (FUSILLI, 1988), la Grave Don Donato a Locorotondo (PALMISANO, 1990), e la Voragine di Monte

Castel Pagano a Cisternino, oltre ad estesi tratti dei sistemi carsici di Castellana Grotte, come il Corridoio del Deserto delle Grotte di Castellana (PARISE, 1999; PARISE & TRISCIUZZI, 2007) e parte del sistema di Pozzo Cucù (MONTENEGRO *et alii*, 2005; PARISE, 2011; MONTENEGRO & PARISE, 2012). In tabella 1.3 sono riportati alcuni dati relativi alle grotte naturali più estese del territorio regionale.

L'assetto strutturale a grande scala, laddove è significativamente presente il carsismo, potrebbe fornire indicazioni di massima circa le direzioni preferenziali di deflusso idrico sotterraneo (DELLE ROSE & PARISE, 2003). In figura 1.32 è schematicamente illustrato il processo di formazione di discontinuità strutturali la cui permeabilità è progressivamente incrementata dal carsismo, che determinano percorsi preferenziali del flusso idrico sotterraneo. L'argomento richiede, in Puglia, maggiori approfondimenti, stante l'importanza



Fig. 1.31 – Passaggio dalla “maiolica” alla “scaglia” alternate a straterelli di selce lungo la strada provinciale n° 53 Mattinata-Vieste (FG). Si riscontra la presenza esemplare di una cavità carsica, ricolma di terra rossa.

- Transition from Maiolica to Scaglia formations alternated with thin beds of chert along the province road no. 53 Mattinata-Vieste (Foggia province). Note the karst cavity filled with terra rossa.

tanza che riveste al fine dello studio della “vulnerabilità” degli acquiferi carbonatici all’inquinamento (par. 1.4.5; cap. 10). In ogni caso, le cavità carsiche negli ammassi rocciosi carbonatici assai spesso oscurano l’origine stratigrafica e tettonica (figg. 1.33, 1.34), a causa dei fenomeni di erosione meccanica conseguenti al deflusso idrico, dai quali si determinano, nei tempi geologici, allargamenti dei piani di strato e delle cavità, tanto da complicare il legame fra processo carsico e deflusso idrico sotterraneo (LOWE, 2005).

Passando a definire gli orizzonti strutturali e morfologici che le vie carsiche assumono in profondità (*inception horizons*; LOWE, 1992; LOWE & GUNN, 1997; FILIPPONI *et alii*, 2010), l’argomento -non semplice nè immediato da determinare- equivale in sostanza a stigmatizzare, fin dove possibile, il processo di dissoluzione prodottosi in profondità partendo dalla strutturazione tettonica e dal degrado subito in tempi pregressi dalla stessa, fino a determinare gli incrementi di porosità e di permeabilità. La situazione si complica ulteriormente laddove gli strati carbonatici sono interrotti stratigraficamente da livelli impermeabili, devianti o regolarizzanti, secondo i casi, i deflussi stessi nell’acquifero (figg. 1.35, 1.36).

Tentare una ricostruzione della storia evolutiva che, dalle vicende tettoniche di origine, porta nel tempo geologico alle condizioni carsiche tarde degli ammassi rocciosi, equivale a fare “geologia di dettaglio” (SEBELA *et alii*, 1999, PARISE & TRISCIUZZI, 2007). Approfondire il ruolo idrologico svolto da una faglia fin dal suo nascere è un procedimento estremamente interessante, ma non immediato nè facile. A livello applicativo queste circostanze equivalgono a significare le possibilità assai varie di flusso idrico sotterraneo (HARRISON *et alii*, 2002), in particolare laddove è possibile acquisire e interpretare il rapporto fra giunti di strato e faglie, sovente ortogonali fra loro, e colmati da terra rossa, ostacolanti il flusso idraulico in vario modo (fig. 1.37).

A questo riguardo val la pena ricordare un caso emblematico, sovente presente nella regione pugliese, riguardante il riempimento di giunti di strati profondi, da parte di terre rosse dilavate verso il basso e provenienti dalla superficie del suolo. Le foto della cava Mallardi (fig. 1.38) in tenimento di Bitritto (BA), sono assai significative al riguardo. Esse infatti mostrano come, dalla presenza diffusa di terre rosse alla superficie del suolo, attraverso fessure tettoniche verticali, viene raggiunto nei calcari cretacei un giunto di strato profondo oltre 20

Tab. 1.3 – *Dati delle grotte naturali più estese del territorio pugliese (dal Catasto delle Grotte Naturali, a cura della Federazione Speleologica Pugliese; <http://www.fspuglia.it/>).*

– Data of the longest natural caves in Apulia region (after the Register of Natural Caves, managed by Federazione Speleologica Pugliese; <http://www.fspuglia.it/>).

n. catasto	nome	comune	provincia	lunghezza	prof.
PU 8	Grotte di Castellana	Castellana-Grotte	BA	3348	122
PU 1389-1390	Grotta di Cava Zaccaria	Ostuni	BR	2065	
PU 42-374	Complesso di Sant’Angelo	Ostuni	BR	1574	20
PU 902	Grotta di Porto Badisco	Otranto	LE	1550	
PU 276	Grava di Campolano	San Giovanni Rotondo	FG	1340	303
PU 1200	Grotta di Pozzo Cucù	Castellana-Grotte	BA	1200	22

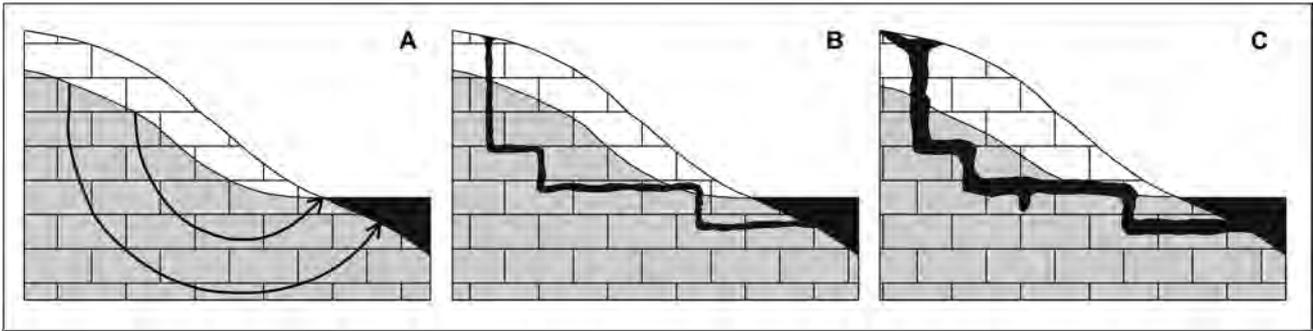


Fig. 1.32 – Ipotetico ammasso roccioso carbonatico in fase iniziale, intermedia e avanzata di sviluppo di un acquifero. Dallo stadio A, con linee di flusso che seguono la relazione di Darcy, si passa allo stadio B, in cui un percorso preferenziale si è sviluppato lungo discontinuità strutturali, e quindi allo stadio C, con ulteriore sviluppo del percorso che ha catturato gran parte del flusso nella parte alta dell'acquifero, causando l'abbassamento della falda freatica (da SASOWSKY, 1999).

– Hypothetical carbonate rock mass at the initial, intermediate and advanced stage of development of an aquifer. From stage A, where the flowlines follow the Darcy's law, it moves to stage B, where a preferential flow develops along the structural discontinuities, and then to stage C, with further development of the path that has captured most of the flow in the upper part of the aquifer, thus causing the drawdown of the water table (from SASOWSKY, 1999).



Fig. 1.33 - La foto illustra un tratto di parete del Pulo di Molfetta, con tre diverse modalità di sviluppo di cavità carsiche: un condotto carsico di forma circolare, in basso; una cavità a controllo strutturale impostata lungo un frattura sub-verticale, in alto a sinistra; una cavità freatico-vadosa, con classica forma a buco di serratura, inizialmente sviluppata orizzontalmente lungo il giunto di strato, e poi approfonditasi verticalmente in regime vadoso (al di sopra del martello da geologo).

– Picture showing a sector of the walls at the Pulo di Molfetta, with three different modes of development of karst cavities: a circular shaped karst conduit, at the base; a structurally-controlled cavity along a sub-vertical fracture, on the upper left side; a phreatic-vadoso cavity, with the typical keyhole-shape, that initially developed horizontally along the bedding plane, and later on deepened vertically in vadoso regime (above the geologist's hammer).

metri sotto il p.c., prima carsificato e poi ricolmato di terra rossa. Queste circostanze vengono spesso scambiate erroneamente come presenza singenetica di terra rossa (fig. 1.38).

Gli aspetti fin qui segnalati danno luogo a significative conseguenze nei confronti della conducibilità idraulica di formazioni fratturate, dominanti lo sviluppo potenziale del carsismo all'origine (MACE & HOROVKA, 2000) e la chiusura del carsismo in profondità (PALMER, 2007; WILLIAMS, 2008). La figura 1.39 mostra l'azione drenante di partenza, nell'epicarso, laddove ben ovviamente le fratture non siano significativamente colmate da terra rossa. La letteratura scientifica si riferisce, come già detto, sovente all'epicarso più che alla presenza di carsismo profondo. Quest'ultimo è regolato spesso dall'ampiezza che la fratturazione tettonica assume per dissoluzione carsica in presenza di anticlinali o sinclinali; circostanze che agevolano la tendenza della frattura, ancorché presente in strati o banchi decimetrici, ad un carsismo più accentuato laddove la frattura è più larga, in ragione della curvatura subita dallo strato ad opera delle azioni tettoniche (fig. 1.40).

Circostanze strutturali di siffatto genere giustificano la presenza di cicli paleo-carsici (D'ARGENIO & MINDSZENTY, 1991, 1995), anche in tipologie litologiche laddove il carsismo non è tipicamente sviluppato. La figura 1.41 mostra, ad esempio, uno scavo nella calcarenite miocenica, definita Pietra Leccese, laddove si notano frequenti paleo-cavità colmate da terre rosse.



Fig. 1.34 – Pareti del Pulo di Molfetta: evidenza di condotti carsici in pressione, anche su più livelli, e successiva evoluzione per collegamento tra gli stessi ad opera di fratture verticali.

– *Walls of the Pulo di Molfetta: evidence of pressurized karst conduits, even at several levels, and subsequent evolution due to connections via vertical fractures.*

In ordine alla presenza di antichi cicli carsici, vanno ricordate in Puglia le fasi paleo-carsiche (GRASSI *et alii*, 1982; PARISE, 2011; GUEGUEN *et alii*, 2012), laddove si rinvennero depositi bauxitici, dei quali viene detto più avanti (COTECCHIA & DELL'ANNA, 1959; DELL'ANNA, 1967; DELL'ANNA *et alii*, 1973). Va ricordato a tal riguardo il caso delle cave di bauxite di Murgetta Rossa presso Spinazzola (ANELLI, 1958), gestite fino agli inizi degli anni '80 (fig. 1.42), o dei noti depositi bauxitici di Otranto, dal 1976 non più oggetto di estrazione

mineraria (fig. 1.43). Oggi questi ritrovamenti, di suggestivo fascino paesaggistico, testimoniano la presenza di depositi residuali, ancorchè piuttosto rari, connessi alle terre rosse, formazioni ben più estese e diffuse nel territorio pugliese. Val la pena ricordare a riguardo il polje di Sant'Egidio, sul Gargano (FUSILLI, 2005) e il Canale di Pirro nelle Murge di Sud-Est (PARISE, 2006), emblematici esempi di situazioni ove l'affioramento di spessori più o meno significativi di tali depositi determina la formazione di bacini lacustri temporanei e, a se-

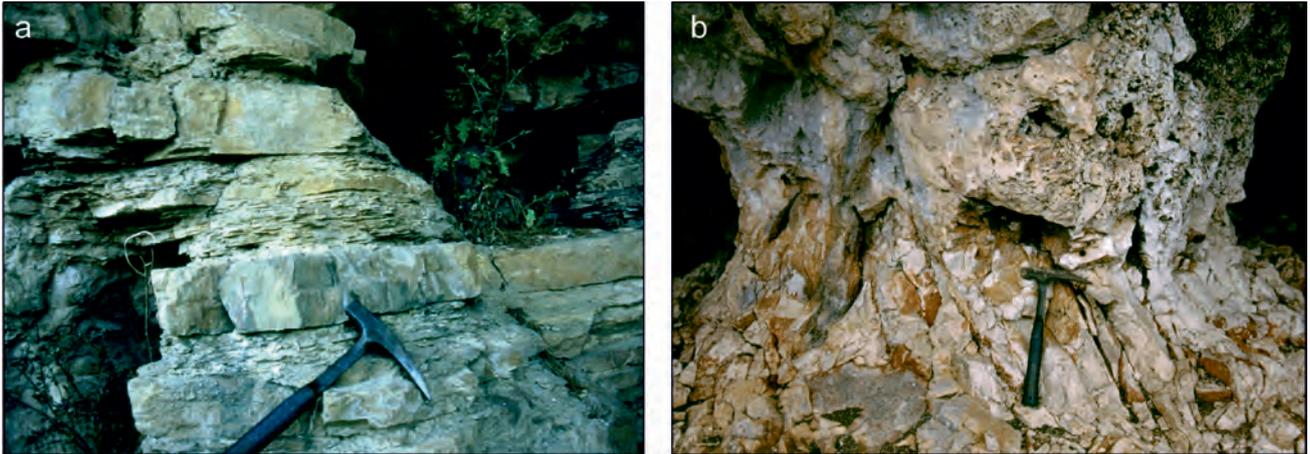


Fig. 1.35 – Intercalazioni in successioni carbonatiche: a) alternanza di strati decimetrici di calcare con piccoli livelli fittamente stratificati di calcilutiti (Gurgo di Andria); b) passaggio litologico tra il Calcare di Altamura (in basso) e il Calcare di Ostuni (al di sopra del martello da geologo), dall'aspetto più vacuolare (presso Monte S. Biagio, Ostuni).
 – *Interlayers in carbonate successions: a) alternating decimetric levels of limestone with small densely stratified calcilutites (Gurgo di Andria); b) lithological passage, marked by the geologist hammer, between the Altamura Limestone (below) and the Ostuni Limestone (above), the latter showing a vacuolar aspect (near Monte S. Biagio, Ostuni).*

guito di piogge di particolare intensità, si determina un ristagno d'acqua che perdura a volte anche per diversi giorni, con conseguenti disagi e danni per le vie di comunicazione e, talora, le aree abitate (PARISE, 2003; DELLE ROSE & PARISE, 2010; fig. 1.44). Ulteriori situazioni, di minore estensione ma non per questo meno rilevanti, tanto da aver condizionato nel corso delle varie fasi storiche l'ubicazione degli insediamenti antropici sul territorio, sono costituite dai laghi di Conversano (PARISE, 2002, 2009; LOPEZ *et alii*, 2009) e dai numerosi sistemi di "pozze" (DE GIORGI, 1882, 1922) di varie cittadine del Salento (Martignano, Soleto, Martano, Castrignano dei Greci, Zollino, ecc.) (fig. 1.45).

1.4.3. - L'epicarso

La successione in verticale delle fenomenologie carsiche subite dalle formazioni carbonatiche in argomento non si presta ad una semplice interpretazione, stante la variabilità dei condizionamenti che i massicci carbonatici hanno sostenuto durante la sua evoluzione, prima di raggiungere lo stato nel quale li si ritrovano. In figura 1.46 è riportata una suddivisione molto schematica, nella quale si parte dalla sommità con la zona vadosa, e si passa, attraverso una di transizione, alla zona freatica più decisamente saturata, con eventuale presenza di acquifero confinato, ed infine si giunge, in profondità, all'impermeabile di base, variamente giustificato da caso a caso.

L'epicarso, talora detto anche zona sub-cutanea, è la porzione più superficiale della zona vadosa (WILLIAMS, 1983, 2008). Essa costituisce in pratica la pelle del carso, di spessore variabile da pochi metri sino a valori massimi dell'ordine dei 20-30 m. Ivi si riscontra una elevata porosità. Trattasi in sostanza dello strato di copertura di sommità di una formazione carsificata, che sfuma verso il basso nell'ammasso roccioso via via meno poroso, fortemente segnato dall'azione combinata di fratture e micro-carsismo, tale da produrre riduzioni progressive di permeabilità delle fessure stesse verso il basso (fig. 1.47).

Sussiste pertanto una sostanziale differenza, in termini di funzione idrica, fra l'epicarso e il resto della zona vadosa. Gli elevati valori della porosità dell'epicarso determinano una notevole capacità di accumulo idrico, sicché esso distribuisce le precipitazioni assorbite verso gli strati profondi della zona vadosa, laddove si constata una riduzione della porosità. La trasmissione idrica verso il basso prosegue pertanto verso strati a ridotta capacità di immagazzinamento (BAKALOWICZ, 1995, 2006; CLEMENS *et alii*, 1999). L'accumulo, sovente temporaneo dell'acqua nell'epicarso, è comunque di estrema importanza ai fini del sostentamento della fauna, che si infila nell'epicarso stesso, grazie a condizioni ideali di habitat, temperatura e umidità (BAKALOWICZ, 2005; BRANCELJ & CULVER, 2005). Apparati radicali si infiltrano all'interno dell'ammasso roccioso, determinando incrementi

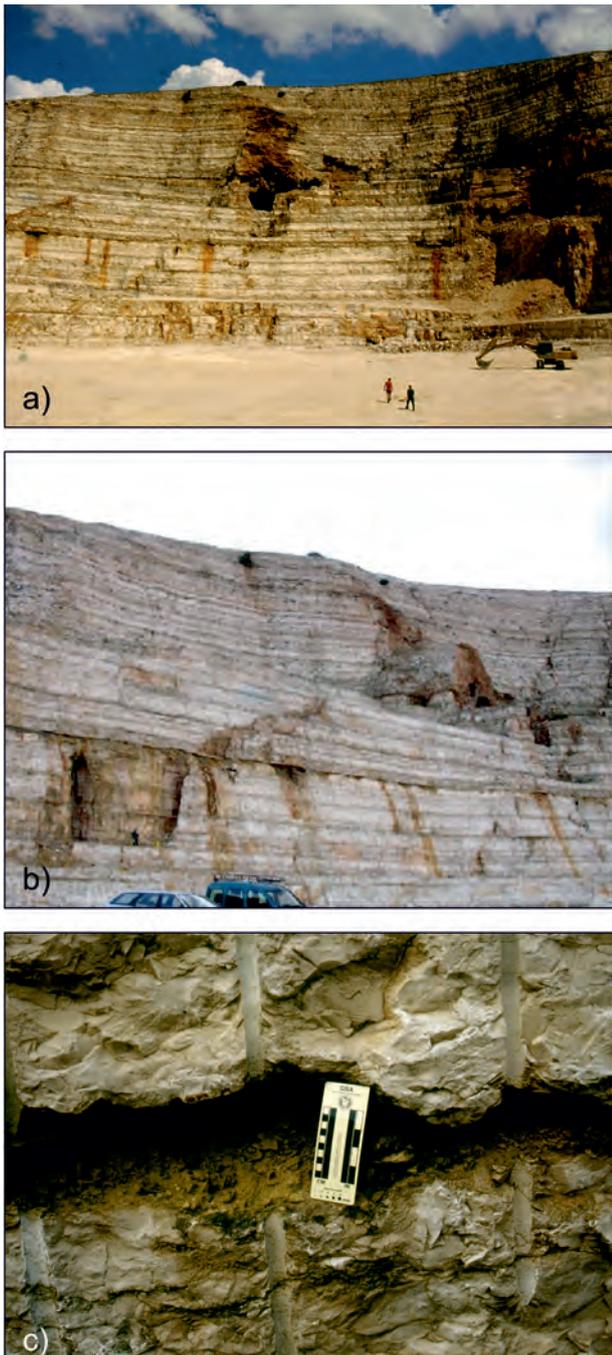


Fig. 1.36 – Cava dei Porcili a Minervino Murge: a) vista generale della cava in cui si osservano livelli siltoso-marnosi all'interno di successioni calcaree; b) numerose superfici di discontinuità tettoniche e principali intercalazioni siltoso-marnose nella successione stratigrafica; c) particolare del livello siltoso-marnoso. – *Porcili Quarry at Minervino Murge: a) general view of the quarry, with evidence of the silt-marl levels within the limestone succession; b) numerous tectonic discontinuity surfaces and main silt-marl interbeds in the stratigraphic succession; c) detail of the silt-marl level.*

di permeabilità dell'epicarso, in direzione del substrato roccioso non alterato (fig. 1.48).

Gli spessori dell'epicarso sono ovviamente funzione principalmente della litologia, della struttura tettonica e della morfologia dell'area

(KLIMCHOUK, 2005). Tuttavia, grande variabilità deve attribuirsi in genere all'epicarso, che talora può ospitare frequenti doline (o sinkhole). Sovente nell'epicarso si riscontrano croste evaporitiche, che ne riducono improvvisamente la

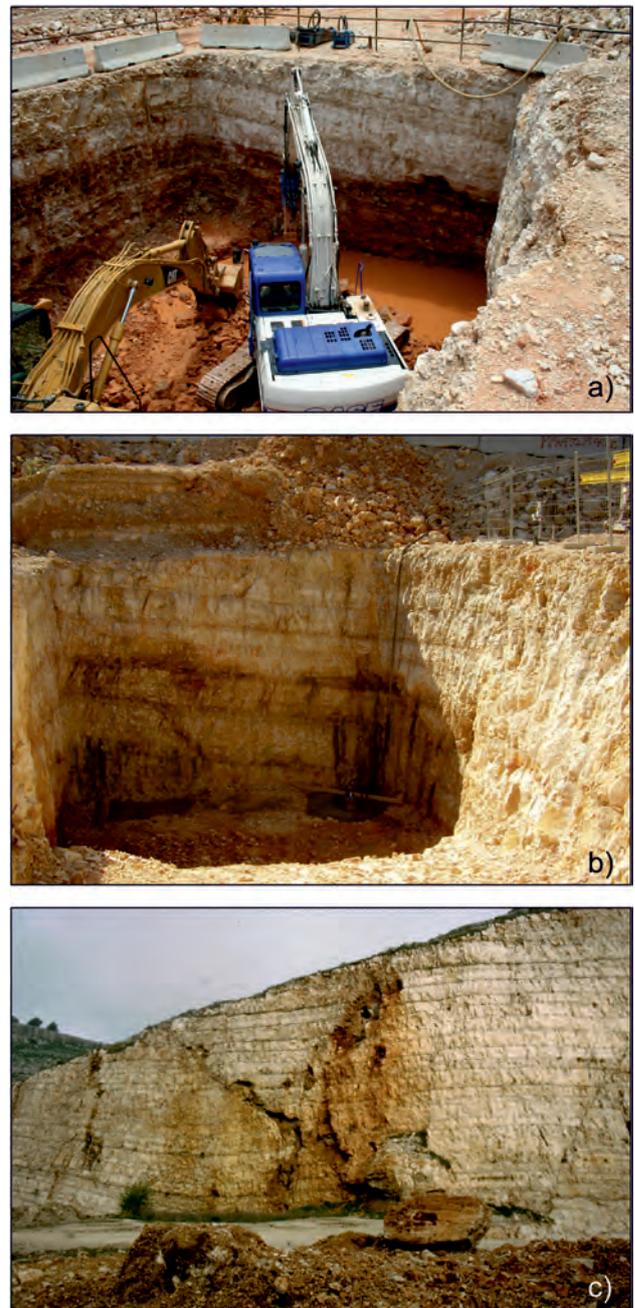


Fig. 1.37 – Esempi di discontinuità in ammassi rocciosi carbonatici; a, b) scavi che mettono a giorno i piani di strato e la presenza di terre rosse lungo i livelli selezionati e fratture, città di Bari; c) nette discontinuità tettoniche, marcate da riempimenti di terre rosse e da cavità carsiche, nell'ambito di una successione carbonatica ad assetto sub-orizzontale (presso Poggiorsini).

– *Examples of discontinuities in carbonate rock masses; a, b) excavations showing exposures of the bedding planes and presence of terra rossa along preferential levels and fractures, city of Bari; c) sharp tectonic discontinuities, filled with terra rossa and karst cavities, within a sub-horizontal carbonate succession (near Poggiorsini).*



Fig. 1.38 – Lungo le pareti della cava Mallardi (Bitritto) in calcari stratificati, si evidenziano frequenti fratture tettoniche verticali carsicizzate attraverso le quali penetrano terre rosse dilavate dalla sommità e raggiungenti i giunti di strato più profondi.

– *Frequent vertical karstified tectonic fractures along the walls of the Mallardi quarry (Bitritto) in stratified limestone; through these fractures, terra rossa deposits are transported downward, from the upper layers to the deepest bedding planes.*

porosità (WRIGHT & TUCKER, 1991). Lungo le coste pugliesi, al pari di altri siti costieri del Mediterraneo, l'epicarso, affacciandosi a mare, mostra delle “sigillature” e varietà paesaggistiche e idrogeologiche insieme di grande pregio (DE WAELE *et alii*, 2011).

Per fornire in questa sede un chiaro esempio dell'epicarso, ci si sofferma particolarmente su ta-

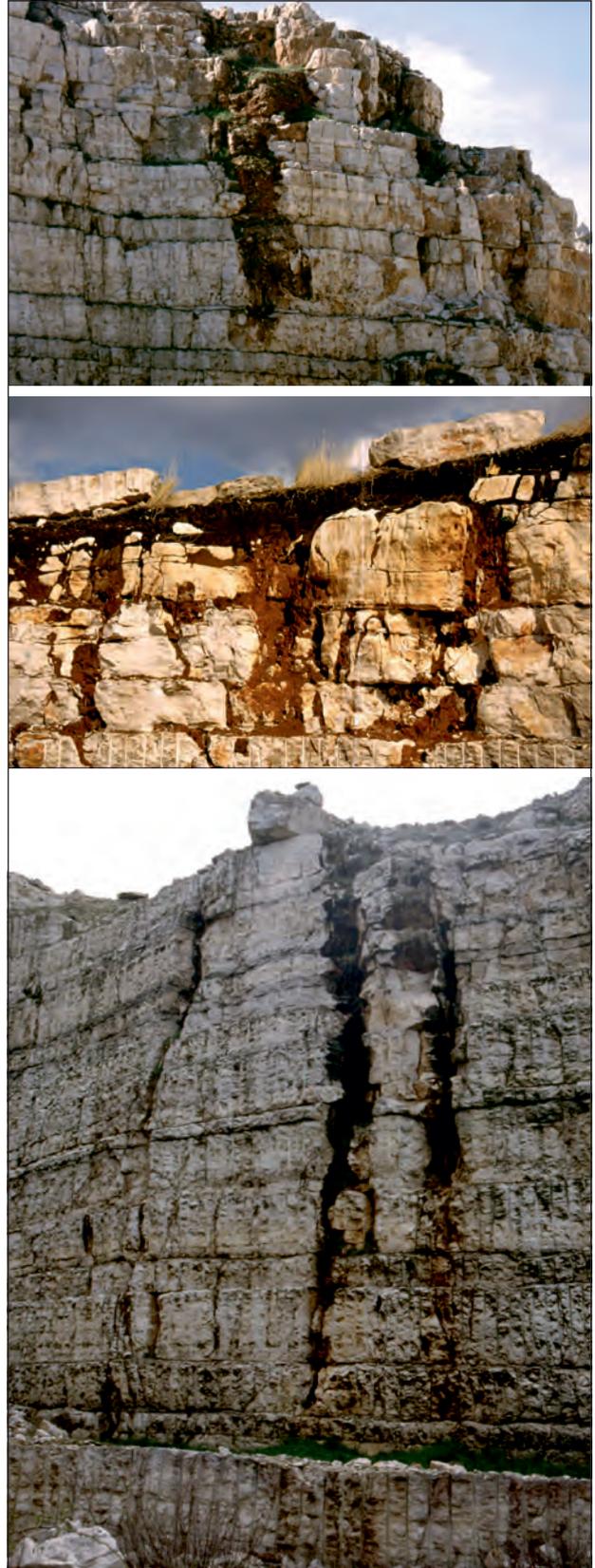


Fig. 1.39 - Fratture allargate dal carsismo e colmate da terra rossa nei primi metri di affioramento di successioni carbonatiche del Cretaceo. Da notare la progressiva chiusura delle fratture verso il basso.

– *Fractures widened by karst processes, and filled with terra rossa in the upper meters of the Cretaceous carbonate successions. Fractures progressively taper downward.*

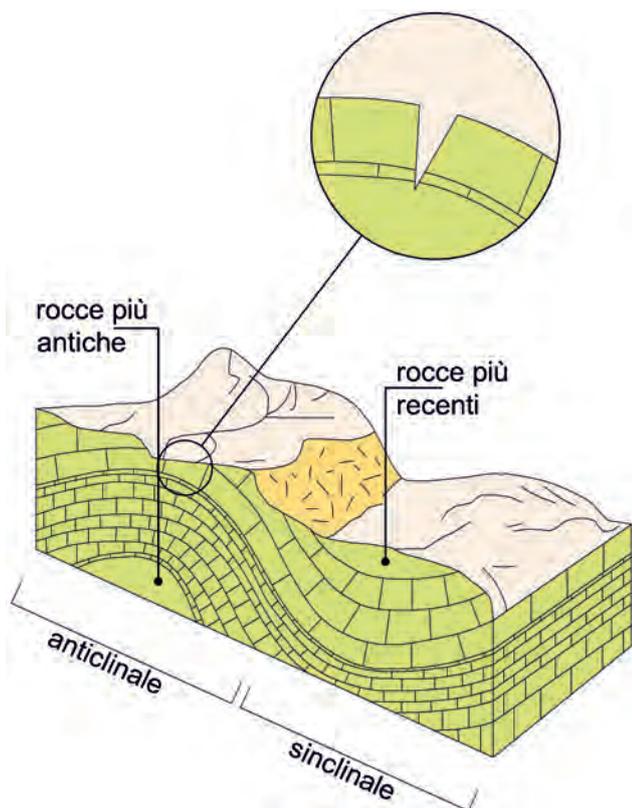


Fig. 1.40 – Rappresentazione schematica della variazione di apertura di una frattura carsificata, determinata da piegamenti tettonici.
– Schematic representation of the changes in the aperture of a karst fracture, originated by tectonic fold.

lune vaste aree dell'epicarso presenti nel Salento. La zona cui si riferiscono le foto di figura 1.49 ha sede fra i centri abitati di Galugnano e Sternatia, in prossimità del campo pozzi con il quale termina l'Acquedotto del Pertusillo, una ventina di km a sud di Lecce. Le foto mostrano avvallamenti morfologici, in genere determinati dalla frequente tettonica disgiuntiva dell'area, donde le conseguenti possibilità di alluvionamento. I blocchi micro-carsificati, costituenti la parte sommitale dell'epicarso, e i frequenti ancorchè locali avvallamenti dell'area, oscurano la presenza di minuscole doline, alimentanti abbondantemente l'acquifero profondo di detta area.

Gli apporti idrici provenienti dalla superficie, immagazzinati nell'epicarso, sono in quest'area responsabili dei ritrovamenti di manifestazioni acquifere non basali durante la perforazione di pozzi, che costituiscono quindi un serbatoio per la falda carbonatica profonda. Ivi quest'ultima, caratterizzata da rinvenimenti idrici di profondità compresa

tra gli 80 e i 140 m dal p.c., circola in condizioni semi-confinato, con un carico piezometrico prossimo a 3 m sul livello mare; l'acquifero ha mostrato permeabilità di grande rilievo, comprese tra 0,1 e 10 cm/s, donde scaturiscono portate estraibili di 30-40 l/s per pozzo, con depressioni dell'ordine del metro. L'area è dunque ricca di una risorsa idrica sotterranea appartenente ad un acquifero alimentato dall'epicarso.

1.4.4. - La ricarica

È raro che gli afflussi pluviometrici vengano trattenuti nell'epicarso per lunghi periodi prima di essere trasmessi, attraverso la zona vadosa, all'acquifero di base. L'alimentazione dell'acquifero profondo avviene, a valle di fenomeni variegati di ruscellamento superficiale, attraverso inghiottitoi e zone depresse. L'alimentazione degli acquiferi può avvenire anche attraverso una ricarica allogena (fig. 1.50), ossia da terreni limitrofi e talora da versanti lontani. Detta circostanza ha notevole influenza sulla vulnerabilità all'inquinamento degli acquiferi. L'acqua di pioggia insistente su porzioni di territorio caratterizzate da bassa vulnerabilità intrinseca può quindi, specie in occasione di eventi meteorici particolarmente intensi, infiltrarsi nel sottosuolo anche a notevole distanza, con la possibilità di raggiungere acquiferi fortemente vulnerabili, e ciò in ragione del ruscellamento superficiale facente capo alle forme carsiche di superficie, così come di recente osservato a seguito



Fig. 1.41 – Carsismo in fratture verticali, nella Pietra Leccese alla periferia di Lecce, colmate di terra rossa.
– Karst phenomena in vertical fractures of the Lecce Stone Formation, at the outskirts of Lecce, filled with terra rossa.

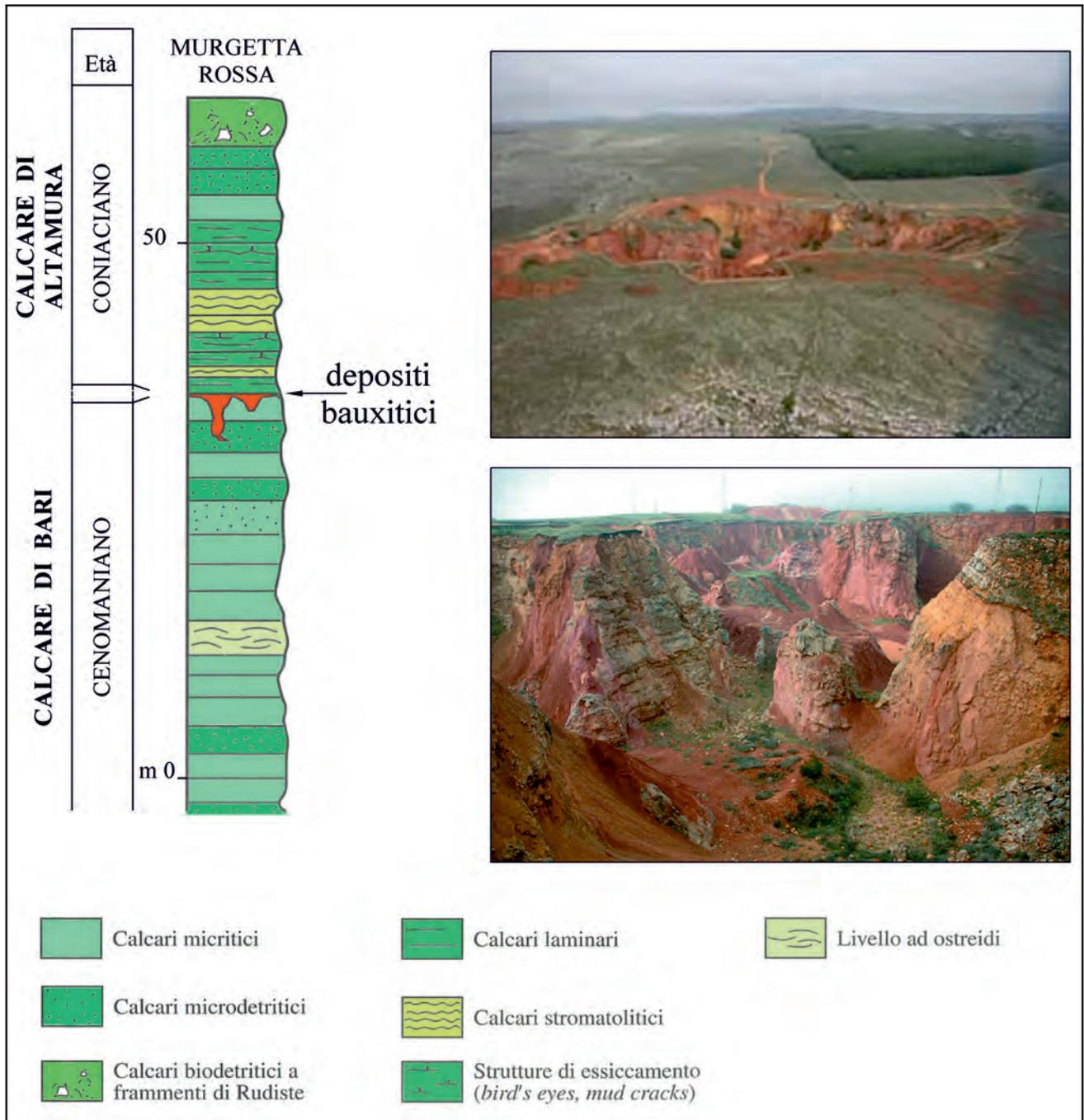


Fig. 1. 42 - Colonna stratigrafica e vedute generali delle cave di bauxite di Murgetta Rossa a Spinazzola.
- Stratigraphic column and general view of the Murgetta Rossa bauxite quarries at Spinazzola.

dell'evento pluviometrico dell'ottobre 2005 che ha interessato la città di Bari (par. 10.1). In detta circostanza intense piogge si sono trasferite dall'area collinare, molto a monte della città, all'area a quota bassa della Terra di Bari, in maniera analoga a quanto già verificatosi in occasione di un altro evento eccezionale, verificatosi nel 1926. Va poi considerato che le circostanze che governano la

dissoluzione dei condotti carsici, in funzione delle modalità di ricarica (KASTNING, 1999; SASOWSKY, 1999), sono presenti in varie forme lungo i percorsi in calcari cretacei fratturati della Puglia, presenti particolarmente lungo le cosiddette "lame", che determinano i collegamenti idraulici in presenza di ricarica allogenica.

Le condizioni di deflusso superficiali, laddove



Fig. 1.43 – Veduta di un lago in depositi di bauxite presso Otranto (LE). Originariamente la località era sede di attività estrattiva per la produzione di alluminio.
 – *View of a lake in bauxite deposits near Otranto (Lecce province), originally used for mining aluminium.*



Fig. 1.44 – Esempi di aree topograficamente depresse soggette ad allagamento a seguito di intensi episodi di pioggia (zona tra Altamura e Gravina; foto Martimucci).
 – *Some examples of low-lying areas prone to flooding caused by cloudbursts (in the area between Altamura and Gravina; photo by Martimucci).*

in particolare è presente un epicarso pianeggiante, dipendono dall'assetto della fratturazione sub-orizzontale, laddove le linee di impluvio sono scarsamente definite, bizzarre e spesso oggetto di coperture eluvio-colluviali della roccia calcarea.

Morfologie accentuate possono talora determi-

nare spartiacque e linee di impluvio, agevolanti drenaggi concentrati, corrispondenti spesso a depressioni carsiche, doline o veri e propri inghiottitoi. Questi aspetti morfologici epigei costituiscono il controllo dello sviluppo dei sistemi carsici ipogei (FORD & EWERS, 1978).



Fig. 1.45 – Le pozzelle di Castrignano, in Salento.
- "Pozzelle" of Castrignano (underground water reservoirs) in Salento.

1.4.5. - Vulnerabilità degli acquiferi carsici

Recenti ricerche, condotte nell'ambito dei progetti di Cooperazione Scientifica e Tecnologica della Comunità Europea (COST Action 620 "*Vulnerability and riskmapping for the protection of carbonate (karst) aquifers*"), sono state adeguatamente dedicate alla valutazione della vulnerabilità degli acquiferi in ambiente carsico. La ricerca nel merito è ancora in corso (DALY *et alii*, 2002; ZWAHLEN, 2003; RAVBAR & GOLDSCHIEDER, 2009). Nel capitolo 10 si illustrano le principali problematiche che si presentano nella cartografazione della vulnerabilità degli acquiferi carsici.

Nell'ambito di illustrazioni particolareggiate di casi presenti nella Comunità Europea, l'attenzione è stata rivolta al problema della gestione delle

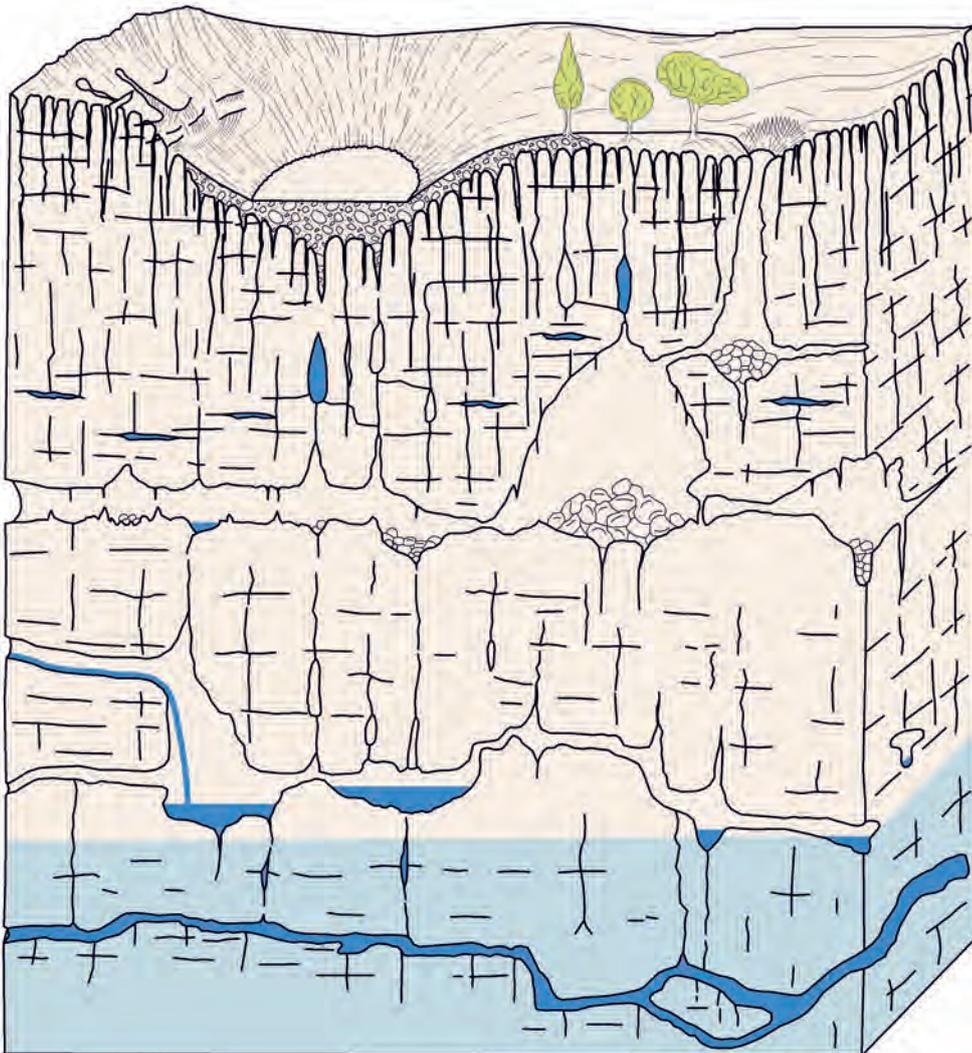


Fig. 1.46 – Schema di un ideale massiccio carsico, con individuazione della zona vadosa e della zona freatica. La parte più superficiale della zona vadosa costituisce l'epicarso.
- Ideal sketch of a karst massif, showing the vadose and the phreatic zones. The uppermost part of the vadose zone is the epikarst.

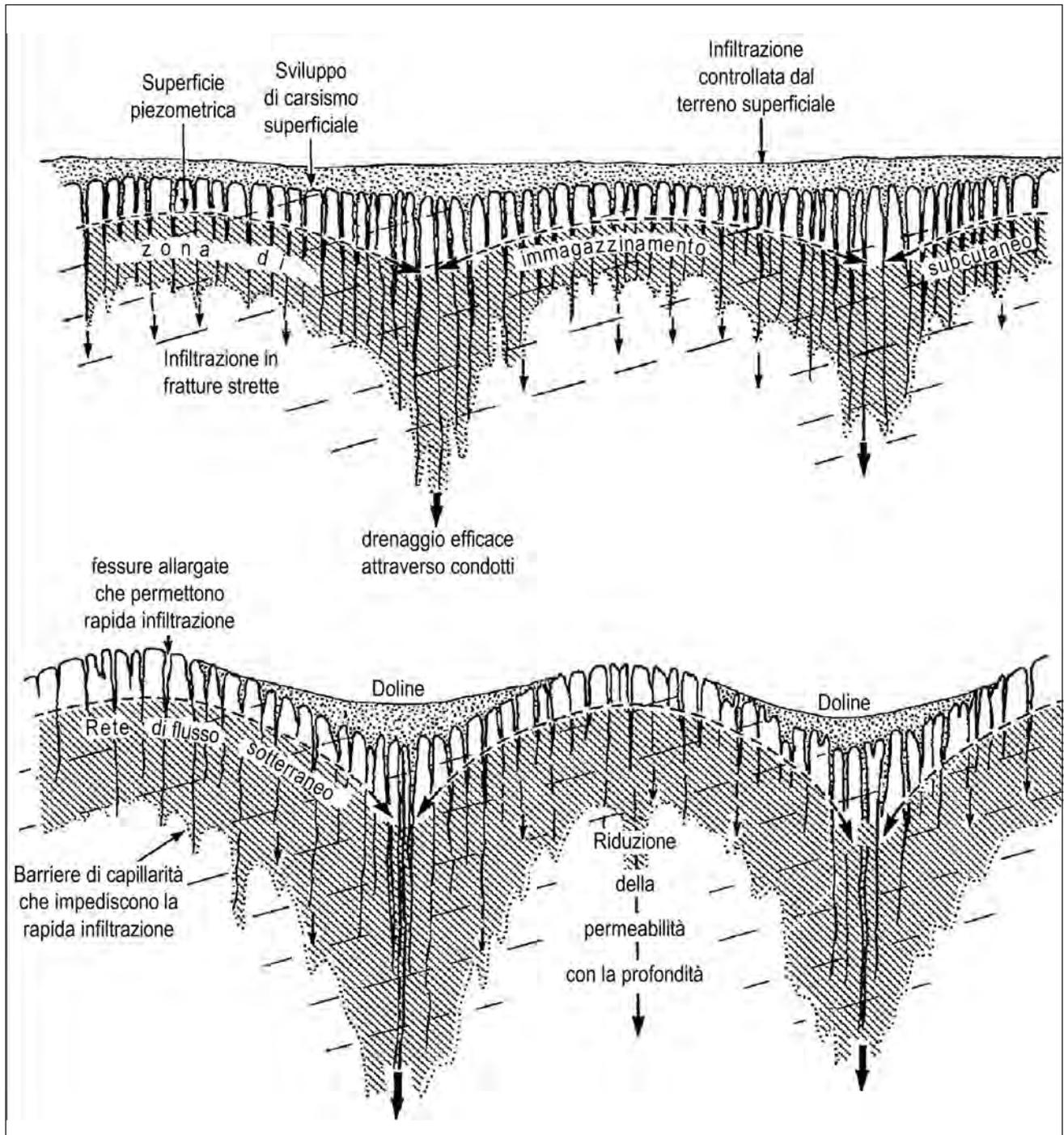


Fig. 1.47 – Schemi dell'epicarso, o zona sub-cutanea. L'acqua contenuta nell'epicarso costituisce un acquifero sospeso e non permanente, che regola l'infiltrazione nel sottostante ammasso roccioso. In superficie, le doline che assumono espressione topografica in corrispondenza dei punti di maggiore concentrazione del flusso idrico (da WILLIAMS, 1983).

– Sketches of the epikarst, or subcutaneous zone. Water stored in the subcutaneous zone constitutes a perched and temporary aquifer, regulating the infiltration in the rock mass below. At the surface, dolines gain topographic expression because of the concentration of the water flow at particular sites (from WILLIAMS, 1983).

acque sotterranee con particolare riferimento agli ambienti carsici costieri (COST Action 621 “Groundwater management of coastal karstic aquifers”). Questi risultano fortemente soggetti a problematiche di inquinamento, a causa dei fenomeni di in-

trusione marina (TULIPANO *et alii*, 2005). Detto fenomeno, come verrà ripetutamente illustrato nei vari capitoli della presente Monografia, risulta fortemente condizionato, tra l'altro, dal carsismo delle rocce carbonatiche presso costa.



Fig. 1.48 – Evidenti effetti di allargamento delle fratture ad opera dell'apparato radicale nell'epicarso dell'area di Doleniska, in Slovenia.
 – Evident effects of widening in the fractures, caused by roots in the epikarst (Doleniska area, Slovenia).

1.4.6. - *Influenza del carsismo sulla circolazione idrica sotterranea in Puglia*

Pare ovvio, dopo le considerazioni fin qui svolte, che il territorio pugliese, principalmente laddove affiorano successioni carbonatiche creta-
 ce, presenta una circolazione idrica sotterranea significativamente influenzata dai processi carsici, nelle varie forme sopra illustrate (ZEZZA, 1975; COTECCHIA, 1977).

L'argomento viene particolareggiatamente illustrato nei capitoli 13÷18, riguardanti singolarmente le condizioni delle aree idrogeologiche, laddove geologia strutturale, carsismo conseguente e con-

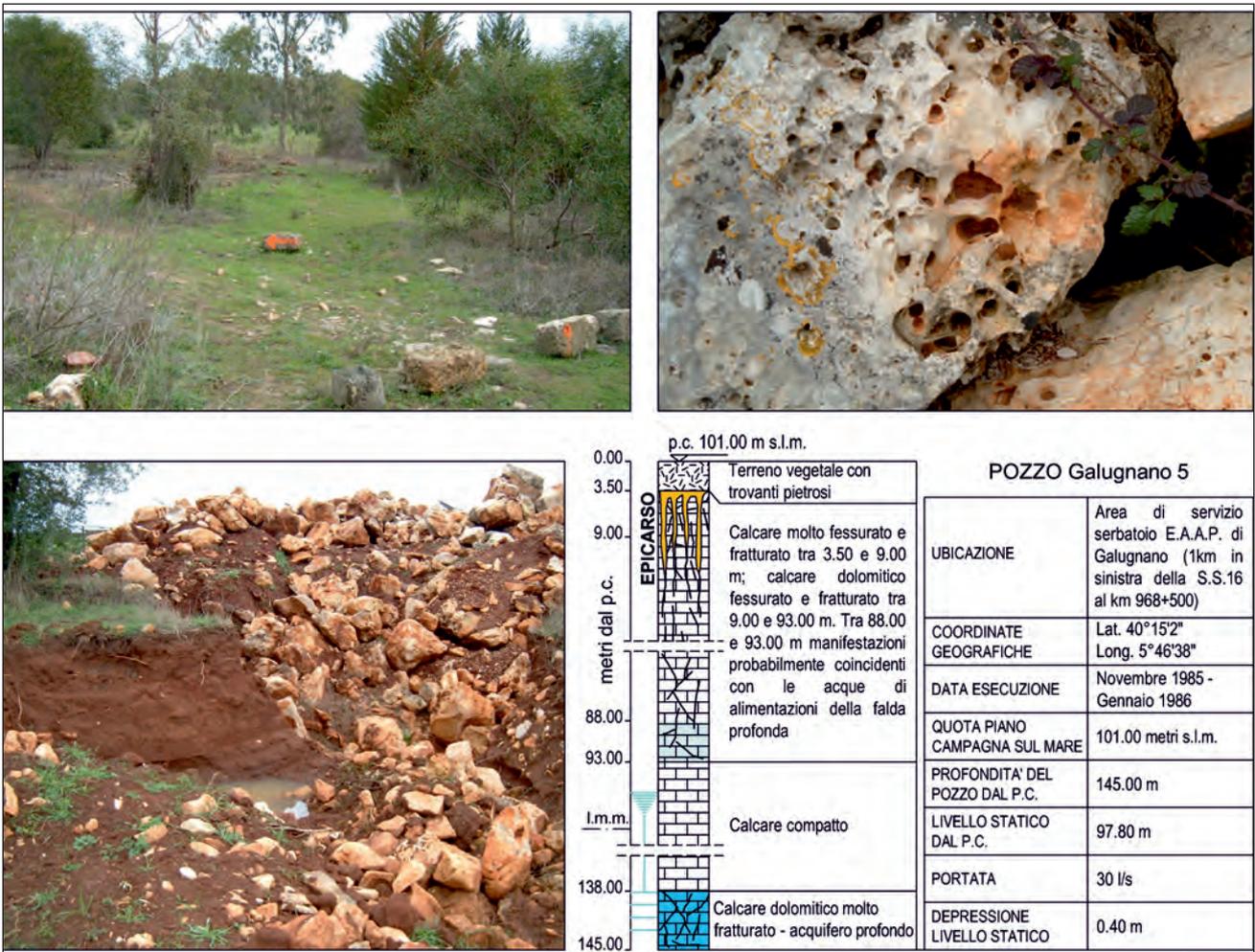


Fig. 1.49 – Immagini di un'area epicarsica a sud di Galugnano nel Salento, laddove la morfologia del Calcarea cretacea di ridotte coperture di Pietra Leccese è mossa in ragione di una blanda tettonica disgiuntiva che crea frequenti alluvionamenti nell'area. Negli spietramenti antropici si notano accumuli di terre rosse e nelle rocce estratte dalla superficie il micro carsismo, caratterizzante l'epidermide dell'epicarso. Si evidenzia peraltro la stratigrafia di un pozzo, dal quale si estrae acqua sotterranea con portata notevole e conseguente depressione dinamica molto ridotta.

– Images of an epikarst area south of Galugnano of Salento, showing the rolling morphology of the Cretaceous limestone with reduced cover of the Lecce Stone as a result of slight disjunctive tectonics, at the origin of the frequent floods in the area. In the rocks extracted by man through stone clearing and crashing, terra rossa deposits are visible, together with microkarst features typical of the epikarst. Stratigraphy of a water well, from which a significant amount of water is taken, with a resulting limited depression cone, is also shown.

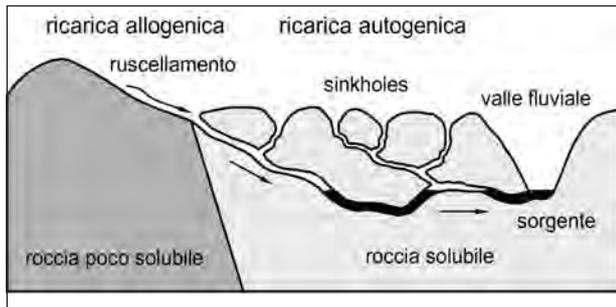


Fig. 1.50 – Ricarica allogenica e autogenica di un acquifero carsico (da PALMER, 2007).

– *Allogenic and autogenic recharges of a karst aquifer (from PALMER, 2007).*

dizioni di alimentazione idrica del sottosuolo, fino agli acquiferi profondi, trovano informazioni dettagliate e segnalazioni specifiche.

Le aree della Murgia sono in particolare oggetto di carsismo profondo. Larghe zone del Salento e del Gargano sono esemplari agli effetti della connessione fra fratturazione tettonica, carsismo e alimentazione di falde profonde. Nel Salento ed in alcune zone costiere della Murgia, in ragione della fratturazione tettonica e del carsismo, si hanno permeabilità dell'acquifero cretaceo elevatissime, cui conseguono gradienti piezometrici minori dell'1‰. Nelle aree interne della Murgia si presentano assai spesso condizioni di deflusso in pressione, a profondità anche notevoli sotto il livello mare, il che conferma la presenza di carsismo che improvvisamente si evidenzia nelle successioni calcaree a forte profondità (GRASSI, 1973).

Le diversificazioni del carsismo in Puglia sono assai legate, ovviamente, alle condizioni tettoniche, come d'altronde riscontrato per la maggior parte delle grotte esplorate a scala mondiale (PALMER, 1991; FORD & WILLIAMS, 2007). In quest'ordine di idee, il Promontorio del Gargano presenta caratteri idrogeologici spesso condizionati dall'evoluzione dei fenomeni carsici e delle conseguenti locali intrusioni dell'acqua marina fino al centro del Promontorio (COTECCHIA & MAGRI, 1966; CALAFORRA *et alii*, 2005). Sempre sul Gargano, per quanto riguarda l'ambiente carsico epigeo, le morfologie più diffuse sono le doline, che localmente superano la densità di 100 per km², come nel pianoro delle Chiancate tra S. Marco in Lamis e San Giovanni Rotondo (BABOCI *et alii*, 1991; GIULIANI,

1992; PARISE, 2008). A parte le aree a maggiore frequenza di doline, sono altresì da segnalare frequenti casi isolati di carsismo, legati a eventi da collasso, come nel caso della Dolina Pozzatina (CASTIGLIONI & SAURO, 2000) e della Grave di S. Leonardo.

Riferendoci ancora al Gargano, laddove i calcari e le dolomie mesozoiche sono particolarmente oggetto di tettonica e carsismo insieme, a siffatte circostanze si sottraggono in genere i calcari di bacino tipo Maiolica, rinvenibili lungo il versante alla base sud-orientale del Promontorio. È invece fortemente presente il carsismo nelle porzioni centrali ed occidentali del Gargano, del quale si sa però poco, soprattutto con riferimento all'influenza che esso, con le lineazioni tettoniche, esercita sulla circolazione idrica sotterranea (par. 13.5).

L'altopiano delle Murge mostra paesaggi epigei certamente meno spettacolari (in termini di frequenza) e meno evidenti di quelli del Gargano, con morfologie in genere blande (PARISE, 2011; PEPE & PARISE, 2012). Sono comunque presenti doline di grande rilevanza (tav. 2 f.t.), che hanno da sempre attratto l'attenzione degli studiosi del carsismo per le loro vaste dimensioni e il particolare risalto morfologico. Tali doline assumono nomi differenti nei vari settori del territorio regionale pugliese, in funzione dei locali dialetti e lingue di origine (PARISE *et alii*, 2003): nelle Murge esse vanno sotto il nome di *puli*, e costituiscono le principali emergenze morfologiche del locale carsismo epigeo. L'origine di tali forme del paesaggio carsico va ricercata nell'esistenza di complessi sistemi di cavità sotterranee, la cui evoluzione ha portato nel tempo al crollo delle originarie volte, determinando la formazione di ampie e profonde morfologie da collasso. Nel territorio murgiano ci si riferisce, in particolare, al Pulo di Altamura (COLAMONICO, 1917a; SEGRE, 1954; LARAGIONE *et alii*, 2008) al Pulo di Molfetta (GIOVENE, 1784, 1819), al Pulicchio di Gravina e al Gurgo di Andria (COLAMONICO, 1917b, 1919). La figura 1.51 mostra la veduta aerea dell'area del Pulo di Molfetta; esso è circondato da un esteso pianoro detto fondo Azzolini, con cavità profonda 30 metri a forma di cratere nei calcari mesozoici della Piattaforma Apula.

Ancora nelle Murge, in prossimità della fascia costiera adriatica, affiorano diffusamente le calca-

reniti del Pliocene e Pleistocene, comunemente note come “*tufi calcarei*”, che sono, talora, egualmente oggetto di fenomeni paracarsici (ANELLI, 1963, 1964), sviluppantisi sia in superficie, con diffusa presenza di micro-forme di dissoluzione carsica, la cui morfologia è particolarmente accentuata lungo costa, sia in ambiente ipogeo.

Ancora con riferimento alle zone costiere della Puglia, è opportuno non sottovalutare il micro-carsismo, che lungo frequentissimi tratti costieri esposti direttamente a mare, in calcare cretaceo, aggredisce le fratture tettoniche, intersecantisi in ogni senso fra loro, dando luogo alla fuoriuscita, a qualche metro soltanto sul livello marino, di vene acquifere, ciascuna di modesta portata, costituenti nell'insieme il versamento naturale della falda acquifera della regione a mare. Questa circostanza è particolarmente evidenziata in un esempio esposto

nel capitolo delle Sorgenti, nel tratto di Morciano sul litorale ionico del basso Salento (par. 4.1). Trattasi in ogni caso di fenomenologie diffusamente presenti anche laddove, lungo la fascia costiera compresa tra Trani e Bari, si rinvengono le cosiddette “Acque di Cristo”.

Le circostanze sopra dette, quando appartengono a manifestazioni carsiche sorgentizie più cospicue, sono molto legate al regime pluviometrico e presentano talora carattere ciclico (GRASSI, 1974; ZEZZA, 1974), anche in dipendenza delle ricariche locali.

Nel Salento, manifestazioni sorgentizie legate al carsismo derivano talora anche da litotipi oligomiocenici, non presenti nel resto della regione (tav. 1 f.t.).

Con specifico riferimento al paleo-carsismo presente sopra il livello del mare attuale, sono da citare le ben note grotte, di notevole sviluppo, oggi



Fig. 1.51 – Veduta aerea del Pulo di Molfetta (Ba).
– Aerial view of Pulo di Molfetta (Bari province).

del tutto anidre per i sollevamenti tettonici che la regione ha subito. I territori di Castellana-Grotte ed Ostuni (tab. 1.3) sono le zone ove detti eventi presentano maggiore sviluppo lineare, con diramazioni su più livelli altimetrici, controllati dalla stratificazione (che conferisce l'andamento prevalente sub-orizzontale), ma allo stesso tempo condizionati dai principali allineamenti tettonici (PARISE, 1999, 2012; COPPOLA & PARISE, 2005). L'esempio più importante è rappresentato dal Corridoio del Deserto nelle Grotte di Castellana. La figura 1.52 mostra alcuni esempi particolareggiati, fra quelli numerosissimi che in tal senso caratterizzano Murgia e Salento in particolare.

E per terminare gli esempi di carsismo in grotte, con spettacolari caratteristiche anche paesaggistiche, vanno ricordate quelle che, in varia misura, influenzano le emergenze sorgentizie lungo la costa, laddove il carsismo condiziona fortemente la permeabilità delle fratture anche per centinaia di metri. Talora si rinvencono condotti emananti idrogeno solforato; è questo il caso di cunicoli che, all'incirca perpendicolari alla fascia costiera, si sviluppano all'interno dei versanti esposti a mare nell'area di S. Cesarea Terme (CALÒ *et alii*, 1983; CALÒ & TINELLI, 1995), esempio di sorgenti "minerali" (par. 4.4).

La carrellata di notizie fin qui fornite rappresenta a dir poco una metafora coinvolgente nell'insieme carsismo di superficie, quello profondo, l'alimentazione conseguente degli acquiferi sotterranei, le relative condizioni idrauliche; tutte circostanze interessanti l'idrogeologia degli acquiferi cretacei pugliesi. A livello di comportamenti idraulici generali, va prioritariamente sottolineato che i deflussi idrici sotterranei esplicitanti nei modi predetti non implicano necessariamente la presenza di turbolenze. La circolazione idrica sotterranea, allorché influenzata dal carsismo, è caratterizzata, nella maggior parte dei casi, da condizioni di moto laminare, così come evidenziato dalle innumerevoli prove di permeabilità ed accertamenti *in situ* condotti sugli acquiferi cretacei regionali (par. 2.2). I deflussi idrici che interessano le fratture ed i condotti carsici in Puglia, che si esplicano in ragione di altezze piezometriche variabili da caso a caso e percorsi variegati e irregolari, sono nella maggior parte dei casi caratterizzati da modeste velocità di filtrazione. Queste ultime, a parità di cadente piezometrica, sono dipendenti essenzialmente dalla continuità delle fratture carsificate, dalle dimensioni e scabrezze, dalle sporadiche presenze di ostacoli di materiali residuali lungo il percorso, dai rapporti morfologici

Tab. 1.3 – *Dati delle grotte naturali più estese del territorio pugliese (dal Catasto delle Grotte Naturali, a cura della Federazione Speleologica Pugliese; <http://www.fspuglia.it/>).*

– Data of the longest natural caves in Apulia region (from the Register of Natural Caves, managed by Federazione Speleologica Pugliese; <http://www.fspuglia.it/>).

n. catasto	nome	comune	provincia	lunghezza	prof.
PU 8	Grotte di Castellana	Castellana-Grotte	BA	3348	122
PU1389-1390	Grotta di Cava Zaccaria	Ostuni	BR	2065	
PU 42 - 374	Complesso di Sant'Angelo	Ostuni	BR	1574	20
PU 902	Grotta di Porto Badisco	Otranto	LE	1550	
PU 276	Grava di Campolato	San Giovanni Rotondo	FG	1340	303
PU 1200	Grotta di Pozzo Cucù	Castellana-Grotte	BA	1200	22

bizzarri esistenti tra i vuoti carsici, la fratturazione tettonica e i giunti di strato, che si intersecano fra loro determinando le vie entro cui si esplica la circolazione idrica sotterranea.

Condizioni di moto turbolente possono presentarsi, localmente, laddove vi è confluenza di deflussi concentrati di notevole rilevanza, in particolare in corrispondenza delle sorgenti costiere della regione Puglia (COTECCHIA, 1955-56). In dette situazioni gioca un ruolo determinante l'intrusione marina continentale, che determina il galleggiamento delle falde idriche. In ragione delle oscillazioni periodiche ed aperiodiche del livello mare si ha infatti un continuo mutare della posizione dell'interfaccia acqua dolce – acqua di mare, che condiziona il miscelamento, quantitativamente significativo, tra le acque dolci di falda e quelle

marine intruse nel continente. La falda, infatti, accostandosi alla costa nei punti di effettiva emergenza con un moto caratterizzato da notevole velocità e turbolenza, finisce col dar luogo a manifestazioni sorgentizie fortemente salmastre, che rendono gli affioramenti sorgentizi utili all'approvvigionamento idrico produttivo solo se sottoposti a dissalazione.

1.5. - TERRE ROSSE E BAUXITI

Le terre rosse e le bauxiti hanno un'origine comune, connessa alla dissoluzione carsica delle rocce calcaree e calcareo-dolomitiche. In entrambi i casi si tratta, infatti, di "rocce residuali", che si formano a partire dal residuo delle rocce carbonatiche aggredite dal carsismo, per eliminazione delle

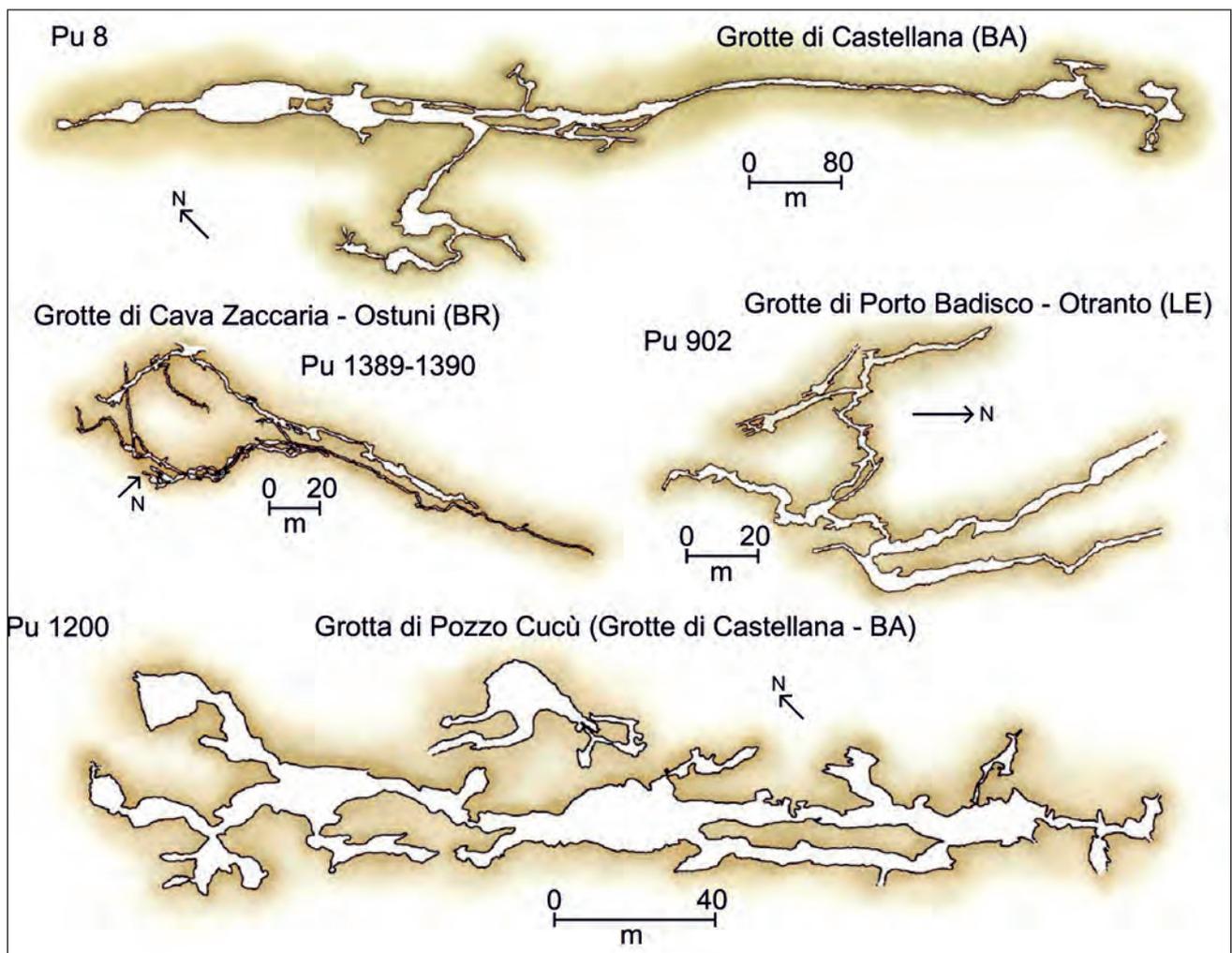


Fig. 1.52 – Planimetrie schematiche di alcune tra le principali grotte pugliesi. Le sigle (Pu) si riferiscono ai numeri catastali delle grotte, riportati in tabella 1.3.
– Schematic plans of some of the major Apulian caves. The abbreviations (Pu) refer to the register numbers of the caves listed in table 1.3.

parti carbonatiche e successiva, più o meno spinta, alterazione del materiale residuale risultante.

Le rocce residuali presenti in Puglia vengono differenziate in ragione della composizione chimico-mineralogica, la quale dipende dalla durata e intensità delle azioni fisiche e chimiche che intervengono nell'alterare il materiale derivante dalla dissoluzione carsica del calcare, in funzione delle condizioni ambientali. Le bauxiti sono rocce ricche di idrossidi di alluminio e ferro, mentre le terre rosse sono classificabili come argille inorganiche, contenenti una percentuale maggiore in silice rispetto agli ossidi idrati di alluminio.

La dissoluzione dei calcari, riconducibile ai periodi di continentalità degli stessi, conduce in generale alla formazione di sospensioni più o meno fini, costituite dalla frazione più insolubile dei calcari, ricca soprattutto di idrossidi di alluminio. Dalla gelificazione di questi ultimi si formano le bauxiti, mentre dalla frazione più insolubile dei calcari, attraverso ulteriori processi chimici, si originano le terre rosse (ZEZZA & ZEZZA, 1999). La letteratura specifica concorda nel distinguere geneticamente le bauxiti in lateriti e bauxiti vere e proprie. Per le lateriti l'alterazione delle rocce e la successiva lateritizzazione avvengono sul materiale in posto, mentre per le bauxiti vere e proprie i prodotti dell'alterazione di tipo lateritico vengono trasportati, ridepositati e subiscono un'ulteriore alterazione, durante e dopo la deposizione (CRESCENTI & VIGHI, 1964).

Nell'ambito della dissoluzione dei calcari la formazione delle terre rosse è tuttavia un fenomeno certamente più generale e comune di quello della formazione delle bauxiti, come dimostra la maggiore diffusione delle prime in ambito regionale: depositi di terre rosse si rinvencono assai frequentemente in tutto il territorio regionale, sia in superficie sia in profondità, contrariamente ai depositi di bauxiti, che si rinvencono invece limitatamente in talune porzioni del Gargano e delle Murge e, più frequentemente, solo nella parte centro-meridionale della provincia di Lecce.

Considerata la maggiore diffusione delle terre rosse e la grande importanza che queste assumono sotto il profilo idrogeologico e geotecnico, quando presenti, spesso in maniera imprevedibile, a riem-

pimento totale o parziale delle cavità carsiche sotterranee, il presente paragrafo si sofferma maggiormente sulla caratterizzazione granulometrica, chimico-mineralogica e geotecnica delle stesse.

1.5.1. - *Le terre rosse*

A causa della predominanza in ambito regionale delle facies carbonatiche calcaree e calcareo-dolomitiche, depositi di terre rosse si rinvencono abbondantemente sia in superficie sia in profondità.

In superficie la terra rossa è presente nelle zone situate alle quote più alte, ove le masse rocciose carbonatiche sono più esposte al dilavamento; si rinviene, in modo preferenziale, in corrispondenza di depressioni morfologico-strutturali, quali sinclinali, solchi vallivi estinti, conche carsiche, polje e doline. Lo spessore dei rinvenimenti di terra rossa è variabile da punto a punto, passando da pochi decimetri a diversi metri. Le terre rosse spesso riempiono le fratture in affioramento delle successioni carbonatiche, allargate dall'azione del carsismo (fig. 1.39).

In profondità le terre rosse, trasportate meccanicamente dalle acque di infiltrazione, possono occupare qualsiasi apertura presente nell'ammasso roccioso, dai giunti di stratificazione aperti alle fratture, alle faglie (fig. 1.37) e alle varie cavità carsiche quali voragini, caverne e grotte, anche nelle formazioni post-cretaciche carsificabili, quali ad esempio i depositi miocenici della Pietra Leccese (fig. 1.41). Le terre rosse acquisiscono quindi una configurazione variabile, passante da modesto deposito di interstrato o di frattura a deposito spesso cospicuo in cavità carsiche (fig. 1.53). Talora è presente un esteso deposito evolutivo di tipo olofossile (ZEZZA & ZEZZA, 1999).

L'attuale distribuzione delle terre rosse in ambito regionale è stata condizionata dai movimenti relativi che tra mare e continente si sono prodotti dal Cretaceo ad oggi. Detti movimenti hanno ripetutamente apportato sostanziali variazioni di quota al livello di base della circolazione idrica superficiale e sotterranea, quindi dell'attività carsica, ora favorendo gli accumuli di terra rossa (trasgressioni e oscillazioni positive del livello mare), ora esaltando o riattivando l'attività drenante ed erosiva (regressioni ed oscillazioni negative del livello mare), con

conseguente redistribuzione della terra rossa in superficie e in profondità. Detti movimenti, avendo più volte rotto e disorganizzato l'unitarietà dei sistemi carsici drenanti e quindi a luoghi apportato sostanziali diversioni alla rete idrica, hanno causato fossilizzazioni improvvise e spesso precoci, per modo che oggi nel sottosuolo, accanto a cavità carsiche completamente occupate da terra rossa, si rinvengono cavità ora parzialmente riempite ora quasi del tutto vuote (GRASSI *et alii*, 1975).

1.5.1.1. - Caratteristiche granulometriche e chimico-mineralogiche

Dal punto di vista granulometrico la terra rossa pugliese si colloca tra le sabbie limose e le argille limose (ZEZZA, 1999). Essa è dotata di una composizione chimico-mineralogica sostanzialmente uniforme (CORTINI, 1975; COTECCHIA & DELL'ANNA, 1959; DELL'ANNA, 1967; DELL'ANNA *et alii*, 1973).

Dal punto di vista mineralogico la frazione sabbiosa è costituita essenzialmente da quarzo e, su-

bordinatamente, da minerali di ferro; gli altri minerali presenti hanno sempre carattere di costituenti accessori. La frazione fine è costituita prevalentemente da caolinite, da goethite, in quantità spesso sensibili e solo talora scarse, da ossidi di ferro (ematite e magnetite) ora in quantità sensibili ora ai limiti della rivelabilità, e dall'anatasio sempre in tenori esigui; minerali spesso assenti, ma talora abbondanti sono: quarzo, bohemite e gibbsite; l'illite è quasi sempre assente o presente in scarsa quantità. La terra rossa, quando ulteriormente interessata da fattori pedoclimatici, offre, di norma, maggiori contenuti in illite, la quale contribuisce particolarmente alla scarsa permeabilità. Modeste quantità di montmorillonite sono state riscontrate nella terra rossa di taluni depositi inquinati da materiali derivanti dal disfacimento di sedimenti marini calcarenitici ed argillosi del Quaternario (GRASSI *et alii*, 1975).

Dal punto di vista chimico, i principali ossidi hanno un campo di variabilità relativamente ampio: SiO_2 [32 ÷ 54]%; Al_2O_3 [20 ÷ 38]%; Fe_2O_3 [5 ÷ 15]%; K_2O [0 ÷ 1,85]%

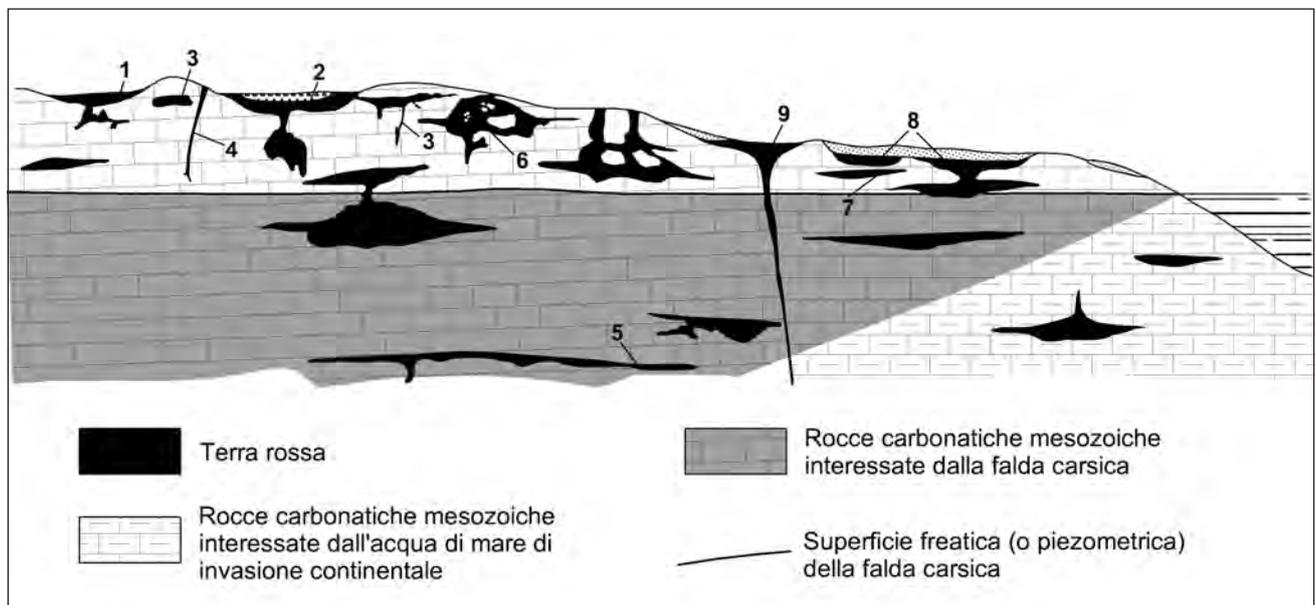


Fig. 1.53 – Alcuni tipi di depositi di terra rossa frequenti in Puglia (da GRASSI *et alii*, 1975). Legenda: 1 – depositi in depressioni morfologico-strutturali e/o carsiche; 2 – talora parzialmente ricoperti da materiale colluviale di diversa natura inglobante elementi piroclastici; 3 – depositi in via di formazione in cavità carsiche; 4 – depositi di interstrato, di frattura e di faglia; 5 – depositi di cavità carsiche merofossili; 6 – depositi riempienti totalmente cavità carsiche ampliate anche per fenomeni di crollo; 7 – depositi in cavità carsiche olofossili; 8 – depositi di tipo olofossile completo, ricoperti da sedimenti marini trasgressivi o fluvio-lacustri; 9 – a luoghi esumati.

– Some types of frequent deposits of terra rossa in Apulia (from GRASSI *et alii*, 1975). Legend: 1 – deposits in morphological-structural and/or karst depressions; 2 – deposits locally partially covered by colluvial material of various nature including pyroclastic elements; 3 – deposits in karst cavities; 4 – interbed, fracture and fault deposits; 5 – deposits of merofossil karst caves; 6 – deposits filling completely karst cavities, partly enlarged because of breakdown processes; 7 – deposits in olofossil karst caves; 8 – olofossil deposits, overlain by marine transgressive or fluvial-lacustrine sediments; 9 – exhumed deposits.

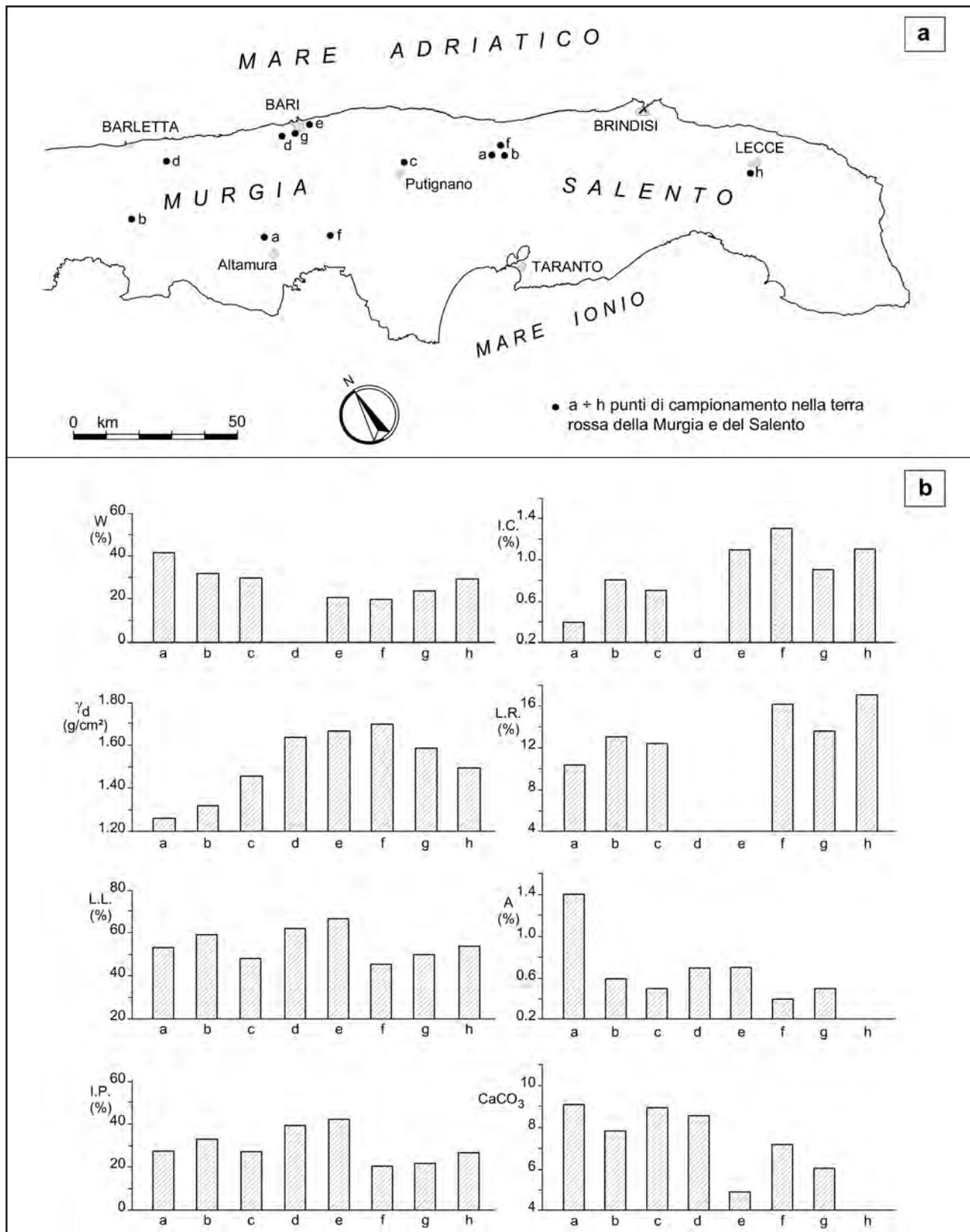


Fig. 1.54 – a) Punti di campionamento nella terra rossa della Murgia e del Salento; b) quadro riassuntivo delle principali caratteristiche geotecniche (w – Contenuto naturale d’acqua; I.C. – Indice di consistenza; γ_d – Peso dell’unità di volume del secco; L.R. – Limite di ritiro; L.L. – Limite liquido; A – Attività, I.P. – Indice plastico; CaCO₃ – Carbonati) (da GRASSI et alii, 1975).

– a) Sampling sites of terra rossa in Murgia and Salento; b) summary representation of the main geotechnical characteristics (w – natural water content; I.C. – consistency index; γ_d – weight of the dry volume unit; L.R. – shrinkage limit; L.L. – liquid limit; A – activity; I.P. – plastic index; CaCO₃ – carbonates) (from GRASSI et alii, 1975).

1.5.1.2. - Caratteristiche geotecniche

Alla luce degli elementi emersi dalla letteratura (GRASSI *et alii*, 1975), le caratteristiche geotecniche delle terre rosse variano considerevolmente in ragione della storia geologica e delle vicissitudini paleo-idrogeologiche del deposito e/o della sua composizione chimico-mineralogica, come deducibile dalla figura 1.54 che, con riferimento ad otto tipologie di terra rossa differenti per ubicazione geografica, giacitura, grado di evoluzione, maturità ed età, riassume le principali caratteristiche fisiche e geotecniche.

Il peso specifico dei granuli [$26,8 \div 28,5$] kN/m^3 , l'attività colloidale, il limite di ritiro (10-20%) e l'indice di rigonfiamento, sono parametri indipendenti dal tipo di deposito. Le variazioni volumetriche e le pressioni dovute a rigonfiamento in presenza d'acqua sono in genere trascurabili (il valore medio dell'indice di rigonfiamento è 0,027, con scarto quadratico medio di appena 0.003).

Anche i caratteri di plasticità risultano quasi del tutto indipendenti dal tipo di deposito, quantunque i valori del limite liquido si collochino in campi chiaramente distinti, ossia quello della media e quello dell'alta plasticità, mentre l'indice plastico è in genere compreso tra 20% e 50%.

Tutte le altre caratteristiche geotecniche si pongono in campi sostanzialmente diversi, risentendo esse della meccanica del rimaneggiamento, dell'evoluzione subita nel tempo dal deposito e in particolare della misura in cui questo ha accusato gli effetti dovuti all'attività di drenaggio della cavità carsica e ai fenomeni di essiccamento subiti.

Sostanziali differenze riguardano lo stato di consolidazione, le caratteristiche di consistenza e di compressibilità, la riduzione di volume conseguente a fenomeni di ritiro. Si passa da uno stato di consistenza plastico ad uno stato semisolido o prossimo al solido, da terreni fortemente compressibili a terreni pre-consolidati; i valori medi del peso-volume del secco e dell'indice di consistenza variano rispettivamente nell'intervallo $1.26 \div 1.70 \text{ g/cm}^3$ e $0.4 \div 1.4 \text{ g/cm}^3$ (GRASSI *et alii*, 1975).

1.5.2. - *Le bauxiti*

La bauxite è una roccia la cui composizione è caratterizzata dalla presenza di diverse specie mi-

neralogiche tra le quali prevalgono gli ossidi e gli idrossidi idrati di alluminio e ferro, *diasporo* $\text{AlO}(\text{OH})$, *gibbsite* $\text{Al}(\text{OH})_3$, *goethite* $\text{FeO}(\text{OH})$. Il tenore dell'idrossido di alluminio varia, nei diversi depositi, dal 30% al 75%, sicché i giacimenti bauxitici rivestono una notevole importanza economica per l'estrazione di alluminio.

In generale un deposito bauxitico si presenta sotto forma di un aggregato di consistenza litica, nel quale si trovano sparse delle pisoliti, ovvero dei noduli tondeggianti, e, in qualche raro caso, le pisoliti costituiscono un giacimento di facies conglomeratica come appunto si verifica nel Salento. Qui, le pisoliti bauxitiche, possono trovarsi miste a terre rosse.

La genesi dei depositi bauxitici in Puglia inizia con la fine del Cretaceo inferiore, anche se i giacimenti più estesi sono ascrivibili al passaggio tra il Cretaceo superiore e il Terziario. Si rinvengono in avvallamenti di superfici paleo-carsiche fortemente accidentate, riferibili al periodo di emersione della piattaforma carbonatica apula, sottoforma di depositi stratiformi che si interpongono tra la serie carbonatica del Mesozoico e quella detritico-organogena del Terziario, definibili come lacuna stratigrafica ovvero una pausa di sedimentazione marina sostituita da un episodio di continentalità. Talora i depositi bauxitici delle superfici paleo-carsiche risultano coperti da lignite e sedimenti argillosi ricchi di sostanza organica, in facies lacustre, dovuti a ingressioni marine più recenti, probabilmente mioceniche.