



IL PATRIMONIO GEOLOGICO DELLA PUGLIA

TERRITORIO E GEOSITI



*Fondazione
Cassa di Risparmio di Puglia*



Supplemento al numero 4/2010 di Geologia dell'Ambiente
periodico della SIGEA - Società Italiana di Geologia Ambientale

Iscritto al Registro Nazionale della Stampa n. 06352
Autorizzazione del Tribunale di Roma n. 229 del 31 maggio 1994
Direttore Responsabile: Giuseppe Gisotti
© 2010 SIGEA

Coordinamento editoriale:
Antonio Fiore, Salvatore Valletta

Progetto grafico:
Salvatore Valletta, Nicola Giuliani

Stampa:
Sagraf srl - Z.I. Capurso (Ba)

Foto di copertina:
Oronzo Simone

Le mappe riportate nelle schede sono state curate da:
Pietro Blu Giandonato

Le foto inserite nel testo e nelle schede sono realizzate dagli Autori di ogni capitolo o scheda,
a meno che non sia diversamente specificato

Con il contributo della:
Fondazione Cassa di Risparmio di Puglia

Con il patrocinio della:
Regione Puglia

Finito di stampare nel mese di Ottobre 2010

Il Volume è il risultato di una lunga attività e confronto del Gruppo di Lavoro "Geositi" della SIGEA
Sezione Puglia rappresentato da:

Antonio Fiore, Salvatore Gallicchio, Pietro Blu Giandonato, Vincenzo Iurilli*, Giuseppe
Mastronuzzi*, Piero Pieri*, Luisa Sabato*, Paolo Sansò**, Gianluca Selleri, Oronzo Simone,
Donato Sollitto, Marcello Tropeano*, Salvatore Valletta*

*Università degli Studi di Bari / ** Università degli Studi del Salento

I capitoli del Volume e le Schede, con relativi Autori, risultano secondo la seguente articolazione:

- | | | |
|---|------------------------------------|--|
| 1 | LE REGIONI GEOLOGICHE DELLA PUGLIA | <i>Luisa Sabato, Marcello Tropeano</i> |
| 2 | LE AREE DELL' AVAMPAESE APULO | |
| | 2.1 - IL GARGANO | <i>Donato Sollitto</i> |
| | 2.2 - LE MURGE | <i>Marcello Tropeano</i> |
| | 2.3 - IL SALENTO | <i>Paolo Sansò, Gianluca Selleri</i> |
| 3 | LE AREE DELLA FOSSA BRADANICA | |
| | 3.1 - IL TAVOLIERE DELLE PUGLIE | <i>Oronzo Simone</i> |
| | 3.2 - LA FOSSA PREMURGIANA | <i>Luisa Sabato</i> |
| 4 | L'AREA DELLA CATENA APPENNINICA | |
| | 4.1 - I MONTI DELLA DAUNIA | <i>Salvatore Gallicchio</i> |
| 5 | LE FORME CARSICHE | <i>Vincenzo Iurilli</i> |
| 6 | LE GRAVINE E LE LAME | <i>Giuseppe Mastronuzzi</i> |
| 7 | I TERRAZZI MARINI | <i>Giuseppe Mastronuzzi</i> |
| 8 | LE COSTE | <i>Paolo Sansò</i> |

SCHEDA

Pendici meridionali del Gargano - Conoide di Mattinatella *Oronzo Simone*

Il faraglione di Pizzomunno *Donato Sollitto*

Baia delle Zagare e i suoi faraglioni *Donato Sollitto*

La baia e l'arco naturale di San Felice *Donato Sollitto*

Monte Cornacchia - Successione stratigrafica dell'Unità Tettonica della Daunia *Salvatore Gallicchio*

Torrente Gravina di Gravina - Il ciclo sedimentario della Fossa bradanica *Marcello Tropeano*

Golfo di Taranto - Isole Chéradi *Giuseppe Mastronuzzi*

Gravina di Riggio (Grottaglie, Taranto) *Giuseppe Mastronuzzi*

Alta Murgia - Dolina e voragine di Notarvincenzo *Vincenzo Iurilli*

Alta Murgia - La Rocca e le grotte del Garagnone *Vincenzo Iurilli*

Bordo ofantino delle Murge - Paleodelta di Minervino *Luisa Sabato*

La Murgetta Rossa (Spinazzola) e le cave di bauxite *Vincenzo Iurilli*

Costa Adriatica Città di Molfetta - Cava ad orme di dinosauro S. Leonardo *Vincenzo Iurilli, Marco Petruzzelli*

Grotte carsiche sedi di culto - Grotta di Sant'Oronzo, Turi *Oronzo Simone*

Ittioliti cretacei - Lama San Giorgio, Rutigliano *Oronzo Simone*

Brecce ad intraclasti nel Calcare di Bari - Lungomare di Giovinazzo *Luigi Spalluto*

L'arco naturale della Grotta di Sella, Polignano a Mare *Vincenzo Iurilli*

La grotta di Nove Casedde - Martina Franca *Vincenzo Iurilli*

Dune costiere di Torre Canne - Rosa Marina (Ostuni - Fasano, Brindisi) *Giuseppe Mastronuzzi*

Gallipoli - Deposito a Strombus bubonius (Lamarck) *Paolo Sansò, Gianluca Selleri*

Masso della Vecchia - Superficie sommitale della Serra di Poggiardo *Paolo Sansò, Gianluca Selleri*

Costa orientale del Salento - Deposito di maremoto *Paolo Sansò, Gianluca Selleri*

Calcarenit pleistoceniche del Salento - Li tamantili de lu Salentu *Luisa Sabato, Marcello Tropeano*

INDICE

LA FONDAZIONE CASSA DI RISPARMIO DI PUGLIA A SOSTEGNO DEL PATRIMONIO GEOLOGICO Prof. Antonio Castorani	» 5
PREFAZIONE Antonio Fiore, Salvatore Valletta	» 6
INTRODUZIONE Piero Pieri.....	» 7
1 – LE REGIONI GEOLOGICHE DELLA PUGLIA	» 9
2 – LE AREE DELL’ AVAMPAESE APULO	» 19
2.1 - IL GARGANO.....	» 21
2.2 - LE MURGE	» 27
2.3 - IL SALENTO	» 33
3 – LE AREE DELLA FOSSA BRADANICA	» 39
3.1 - IL TAVOLIERE DELLE PUGLIE	» 41
3.2 - LA FOSSA PREMURGIANA	» 49
4 – L’AREA DELLA CATENA APPENNINICA	» 53
4.1 – I MONTI DELLA DAUNIA	» 55
5 – LE FORME CARSICHE	» 59
6 – LE GRAVINE E LE LAME	» 75
7 – I TERRAZZI MARINI	» 85
8 – LE COSTE	» 95
LE SCHEDE	» 105
BIBLIOGRAFIA	» 152

LA FONDAZIONE CASSA DI RISPARMIO DI PUGLIA A SOSTEGNO DEL PATRIMONIO GEOLOGICO

A livello nazionale ed internazionale, in questi ultimi anni, si è registrato un crescente interesse nei confronti delle politiche di conservazione e di valorizzazione del patrimonio naturale e quindi anche di quello geologico nel senso più ampio del termine. In questo contesto, i geositi rappresentano quegli elementi fisici del territorio o singolarità del paesaggio che costituiscono valenze di eccezionale importanza sia per quanto concerne gli aspetti scientifici sia perché manifestano anche attributi di richiamo per la loro componente paesaggistica, culturale, didattica, ricreativa e socio-economica. La loro conoscenza rappresenta quindi uno strumento di fondamentale importanza nella salvaguardia della natura, nella ricerca scientifica, nelle attività di educazione ambientale, nella promozione turistica del territorio, ma anche nelle scelte di pianificazione territoriale.

La Fondazione Cassa di Risparmio di Puglia ha sempre sostenuto interventi ed azioni tese a valorizzare e salvaguardare il territorio. Gli interventi erogativi sono stati negli ultimi anni molteplici ed hanno interessato tutto il territorio di riferimento e le diverse tematiche scientifiche.

Per questi motivi, la Fondazione ha accolto la proposta della SIGEA Sezione Puglia finalizzata a sostenere un volume sul Patrimonio Geologico della Puglia. Personalmente ho accolto l’iniziativa con “intuitivo” entusiasmo ed oggi sono consapevolmente soddisfatto per averlo fatto.

La qualificata partecipazione di esperti della SIGEA e ricercatori delle Università pugliesi alla stesura del volume si apprezza molto nell’analisi del grande sforzo fatto per portare, nel rigore scientifico, tematiche specialistiche con un linguaggio semplice.

Un bene di rilevanza geologica per essere correttamente valorizzato deve essere riconosciuto come tale soprattutto dai non geologi. Uno dei limiti maggiori alla diffusione della cultura geologica, al di fuori della cerchia degli addetti ai lavori, risiede nella difficoltà a reperire una documentazione che si presti ad un vasto pubblico. Tali limiti e le difficoltà non sono di carattere locale, ma sono già stati riconosciuti ed affrontati anche in ambito internazionale.

Ringrazio gli amici della SIGEA per il loro contributo alla conoscenza del patrimonio geologico della Puglia e li invito a continuare a lavorare, anche sulla spinta della innovativa e recente legge regionale sul patrimonio geologico e speleologico (n. 33/2009), con le proprie esperienze ed i propri entusiasmi affinché i GEOSITI pugliesi possano assumere in ambito nazionale ed internazionale un ruolo strategico, costituendo una concreta opportunità per produrre uno sviluppo di qualità, ad alto valore aggiunto.

Prof. Antonio Castorani

(Presidente della Fondazione Cassa di Risparmio di Puglia)

PREFAZIONE

Dopo la costituzione, nel 1998, della Sezione Puglia della SIGEA, le iniziative promosse per tutelare e valorizzare le risorse geoambientali della nostra regione sono state tante. In questi anni si è cercato di promuovere un dibattito culturale sulle molteplici tematiche territoriali, attraverso un confronto frequente e fecondo, tra le esperienze locali e quelle nazionali.

Una prima manifestazione sul tema del patrimonio geologico della Puglia risale al 1999 e fu organizzata a Bari in occasione della Fiera dei Comuni; in seguito sono state promosse numerose iniziative, oltre che la partecipazione a progetti di carattere nazionale.

Consapevoli che la conoscenza è condivisione e che la salvaguardia di ogni "bene" avviene anche con il coinvolgimento ampio ed il riconoscimento e percezione del bene stesso, abbiamo pensato all'utilità di una pubblicazione sul patrimonio geologico della Puglia. Il testo, pur mantenendo intatto il rigore scientifico, doveva far conoscere ai non addetti ai lavori le bellezze della geodiversità della regione Puglia. Per un'associazione culturale come la SIGEA, che mette insieme tante volontarie professionalità, il vero problema era ricercare le risorse finanziarie per realizzare il progetto. Il nostro entusiasmo e la sensibilità del Presidente e del Consiglio d'Amministrazione della Fondazione della Cassa di Risparmio di Puglia, avendo accettato di cofinanziare il progetto, hanno reso possibile la realizzazione della pubblicazione patrocinata dalla Regione Puglia.

Il lavoro, che si è sviluppato nel tempo, è stato il frutto dell'impegno sinergico di varie professionalità offerte da colleghi, accademici, ricercatori e cultori delle Scienze della Terra. Gli entusiasmi e le difficoltà sono stati condivisi con gran senso del dovere da ogni singolo collaboratore, il cui impegno è stato quello di realizzare un'opera che consentisse ai non addetti ai lavori di conoscere e di apprezzare la geodiversità e gli elementi geologici del nostro territorio, al fine di rendere non specialistico ma condiviso un sapere spesso confinato negli ambiti accademici.

Il nostro progetto editoriale incrocia due eventi: il riconoscimento della SIGEA come associazione di protezione ambientale da parte del Ministero dell'Ambiente e la discussione del disegno di legge "Tutela e valorizzazione del patrimonio geologico e speleologico".

Sempre più di frequente, si costatano situazioni di degrado di geositi di valenza anche internazionale e ciò rende doveroso dare consapevolezza ai non addetti ai lavori di quanto interessante sia il nostro patrimonio geologico; sul nostro territorio esistono, infatti, geositi che talvolta sono andati o pressoché distrutti, come Punta delle Pietre Nere (Lesina), o sono in uno stato di preoccupante abbandono, come la cava di dinosauri di Altamura.

Oggi la nostra Regione è una delle prime in Italia, l'unica nel centro sud, ad avere e vantare una legge sulla tutela del patrimonio geologico (Legge Regionale n. 33/2009). Di ciò siamo orgogliosi e con questo volume, che rappresenta solo un piccolo spaccato delle bellezze e delle tante singolarità geologiche della Puglia, vogliamo dare il nostro contributo, ricco di desiderio di diffondere, di promuovere, di tutelare e di valorizzare quello che abbiamo e conosciamo.

I più sinceri ringraziamenti sono rivolti al Prof. Pieri per i preziosi consigli generosamente profusi, per l'entusiasmo con cui ha accettato l'invito alla "lettura critica" dei contributi proposti nel volume pubblicato e per aver fortemente creduto nella necessità di un simile lavoro.

La SIGEA Sezione Puglia attraverso quest'iniziativa editoriale intende creare le basi per una prima conoscenza del territorio e dei geositi pugliesi; in realtà si spera che il lavoro sia anche d'impulso e di stimolo ad un più ampio progetto cognitivo dei beni geologici.

Il volume, dopo una prima esauriente introduzione alle caratteristiche geologiche e geomorfologiche del territorio pugliese, propone snelle ed agili schede illustrative di siti anche meno noti, ma non meno rilevanti per valenza scientifica e didattica, guidando il lettore con la filosofia dell'esplorazione e della scoperta.

Il gruppo di lavoro si propone di proseguire con il proprio impegno al fine di realizzare, in un prossimo futuro, una carta dei paesaggi geologici della Puglia per continuare a contribuire alla diffusione di una fruibile cultura geologica di base.

Antonio Fiore, Salvatore Valletta
(Consiglio Direttivo SIGEA Sezione Puglia)

INTRODUZIONE

Era atteso da anni il primo tentativo di proporre un testo snello e divulgativo sui principali caratteri geologici della Puglia, e finalmente vede la luce il volume "Il Patrimonio Geologico della Puglia - Territorio e Geositi", fortemente voluto da un gruppo di geologi pugliesi che da anni anima la sezione regionale della Società Italiana di Geologia Ambientale (SIGEA). Non va dimenticato che in diverse occasioni congressuali erano già state allestite sintetiche guide geologiche, appannaggio però di una ristretta cerchia di specialisti, e che una guida geologica della Puglia è stata edita più di dieci anni fa nella collana "Guide Geologiche Regionali" della Società Geologica Italiana. A parte la difficoltà di reperimento di tali pubblicazioni, i testi lì proposti sono rimasti di difficile comprensione per chi avesse voluto avvicinarsi, da neofita, al mondo della "geologia" e della "geologia della Puglia". È noto infatti come gli argomenti geologici attraggano ed affascinino un ampio pubblico, al quale purtroppo noi addetti ai lavori difficilmente riusciamo a fornire rudimentali e/o adeguate chiavi di lettura. Il volume che mi fregio di presentare è quindi un primo segnale di inversione di tendenza nell'ambito della nostra regione.

L'Italia è ricca di elementi geologici di interesse nazionale ed internazionale, è stata ed è tuttora una palestra privilegiata per studi geologici relativi a tutte le discipline delle Scienze della Terra. Anche la Puglia offre un peculiare scenario di geodiversità, essendo fra le poche regioni italiane in cui è possibile osservare i tre differenti ambiti in cui si differenzia un sistema orogenico. Viene così chiamato (sistema orogenico) l'insieme delle aree soggette direttamente o indirettamente alla formazione di un sistema montuoso, nel nostro caso identificato con l'Appennino meridionale. Gli ambiti di un sistema orogenico vengono definiti come "avampaese", "avanfossa" e "catena", ognuno dei quali con una differente storia geologica e, di conseguenza, con differenti caratteri geologici (litostratigrafici e tettonici) e morfologici. Il volume "Il Patrimonio Geologico della Puglia - Territorio e Geositi" prende spunto da questa grande suddivisione di un sistema orogenico. In realtà il primo capitolo del volume inquadra le regioni geologiche della Puglia, la cui lunga storia geologica in gran parte precede quella della formazione dell'Appennino; i capitoli 2, 3 e 4 illustrano invece l'evoluzione geologica dei tre diversi "ambiti" del sistema orogenico sudappenninico. I capitoli successivi descrivono infine altri aspetti geologici e morfologici che tipizzano la Puglia. Una seconda sezione del volume riporta alcune schede illustrative di siti (geositi) di interesse geologico e/o geomorfologico, recante note informative, riferimenti geografici e cartografici, immagini illustrative e indicazioni su punti di migliore esposizione e percorsi da seguire.

Le diverse caratteristiche geolitologiche e morfologiche del territorio in cui viviamo ed operiamo vengono quindi presentate in modo semplice, al fine che anche i non addetti ai lavori possano apprezzare i principali elementi geologici dell'ambiente in cui viviamo e con i quali le nostre attività interagiscono e/o interferiscono. La speranza è che questo volume serva da sprono sia alla comunità scientifica che agli enti locali, a cancellare il divario che esiste fra l'enorme geodiversità presente sul territorio nazionale e regionale e la scarsa consapevolezza dell'esistenza di questo patrimonio a causa di una limitata diffusione di cultura geologica di base, "Cenerentola" nelle scuole e spesso ignorata ogni qualvolta si parli di territorio o si operi in esso.

Si deve infine far presente che da luglio 2009 la Commissione Internazionale di Stratigrafia ha stabilito di spostare il limite formale fra le epoche Pliocene e Pleistocene da 1.8 milioni di anni (come riportato nel primo capitolo in Fig. 1.1) a 2.5 milioni di anni. Poiché i testi di questo volume si basano su una bibliografia precedente al 2009, si è ritenuto opportuno non tenere conto di questa recente decisione formale, che lascia invariata la validità scientifica di tutti i testi contenuti nel volume.

Piero Pieri
(già Professore Ordinario di Geologia presso
l'Università degli Studi di Bari "Aldo Moro")



1 LE REGIONI GEOLOGICHE DELLA PUGLIA

1 - LE REGIONI GEOLOGICHE DELLA PUGLIA

La regione Puglia è caratterizzata da una varietà paesaggistica che riflette e testimonia le diverse tappe evolutive geologiche che l'hanno interessata e la differente natura litologica delle rocce di cui è costituita (calcari, argille, arenarie, conglomerati...). La lunga storia geologica della regione si inserisce in quel complesso di trasformazioni globali (nascita e scomparsa di interi oceani, formazioni di catene montuose, sommersioni ed emersioni di terre dal mare) che fanno parte della teoria della tettonica delle placche litosferiche. La storia della Puglia infatti ha inizio a partire almeno dal Paleozoico superiore (Fig. 1.1), l'intervallo di tempo cui appartengono le rocce sedimentarie più antiche riconosciute nel sottosuolo tramite perforazioni profonde compiute da alcune compagnie petrolifere.

Per comprendere le varie tappe geologiche può però essere più utile considerare l'attuale configurazione dell'Italia meridionale (comprendente la nostra regione), che è determinata da un processo di orogenesi, cioè il fenomeno geodinamico che causa il corrugamento della superficie terrestre e la formazione di una catena montuosa. Tale processo porta all'individuazione di tre principali domini geologici (avampaese, avanfossa e catena) che in Italia meridionale rispettivamente prendono il nome di: Avampaese Apulo (corrispondente geograficamente al Promontorio del Gargano, all'Altopiano delle Murge e alle Serre Salentine); Fossa bradanica (corrispondente geograficamente al Tavoliere delle Puglie e alla Fossa Premurgiana); Catena Appenninica meridionale (corrispondente geograficamente all'area montuosa sudappenninica e comprendente anche i Monti della Daunia) (Fig. 1.2).

In Italia meridionale, il processo di orogenesi ha coinvolto una porzione della superficie terrestre nota come Placca Apula (o Adria), un tempo facente parte della Placca Africana, e corrispondente all'attuale regione mediterranea centrale (quella su cui insiste la penisola italiana).

Tutta la superficie terrestre è suddivisa in placche litosferiche (grandi aree che comprendono

sia i continenti che i fondi oceanici ed il cui spessore è variabile da pochi fino a più di un centinaio chilometri) in movimento relativo l'una rispetto all'altra. I margini delle placche i cui movimenti convergono sono quelli soggetti alla formazione di catene montuose. La Placca Apula è stata ed è tuttora interessata dalla convergenza fra la Placca Africana e quella Europea, che ha determinato prima la formazione della Catena Alpina, a partire dall'inizio del Cretaceo (circa 140 milioni di anni fa, Fig. 1.1), e successivamente, a partire almeno dal passaggio Oligocene-Miocene (circa 23 milioni di anni fa), la formazione della Catena Appenninica. La Placca Apula però si individua prima dei processi di orogenesi alpina e appenninica, quando, durante il Paleozoico superiore (un intervallo di tempo che ha inizio circa 290 Milioni di anni fa),

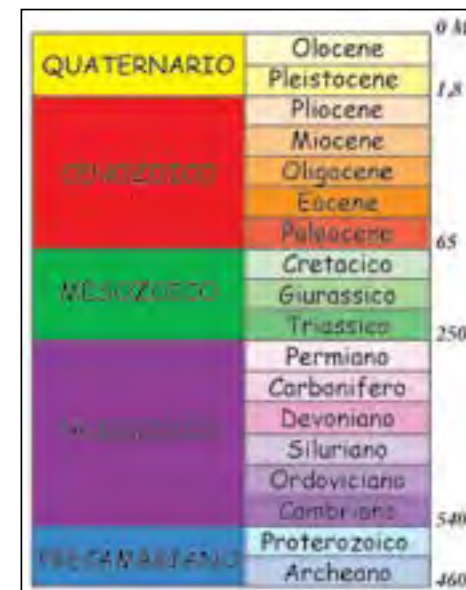


Fig. 1.1 - Scala semplificata dei tempi geologici. I numeri si riferiscono a milioni di anni.

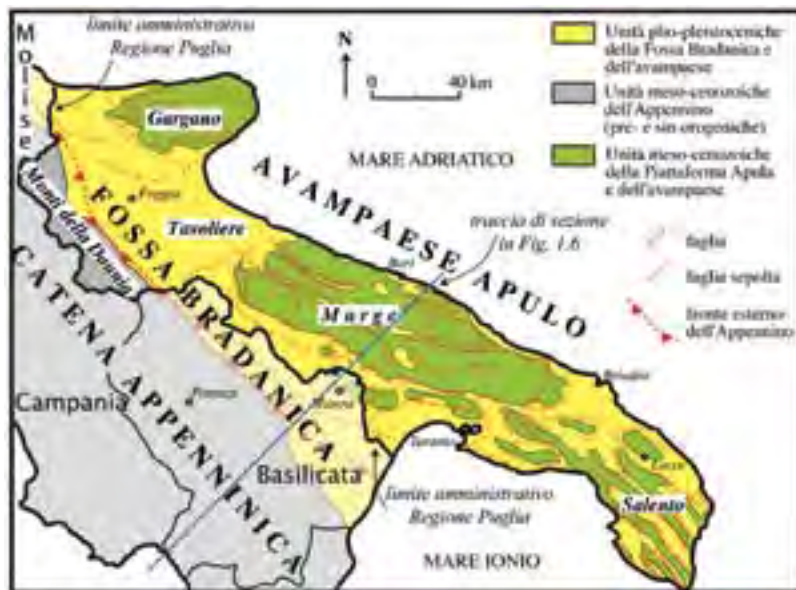


Fig. 1.2 - Carta geologica schematica della regione Puglia (da PIERI *et al.*, 1997, *mod.*).

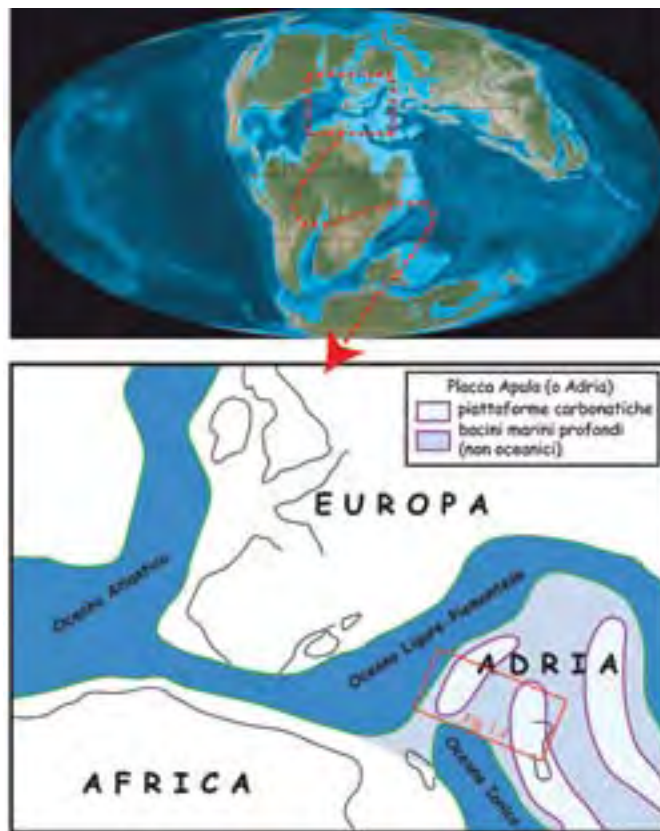


Fig. 1.3 - Individuazione della Placca Apula (Adria) durante il Mesozoico.

un fenomeno geodinamico a scala globale determina la frammentazione del supercontinente chiamato Pangea; è infatti da questa frammentazione che hanno origine le placche che attualmente caratterizzano la superficie terrestre ed il cui movimento ha determinato la formazione delle attuali catene montuose e degli attuali oceani. Durante questa frammentazione un nuovo oceano in via di formazione, l'Oceano Ligure-Piemontese, separa progressivamente la Placca Europea da quella Africana; quest'ultima assume una forma che presenta una protuberanza settentrionale, la futura Placca Apula, che fronteggia diverse aree oceaniche (Fig. 1.3).

A partire dal Paleozoico

superiore e per tutto il Mesozoico (quest'ultima è un'Era che si estende temporalmente fra circa 250 e circa 65 milioni di anni fa, Fig. 1.1), la Placca Apula occupa quindi una posizione di "margine continentale passivo" (cioè rivolto verso aree oceaniche in via di formazione), che favorisce lo sviluppo di ampie aree ribassate (depressioni tettoniche), occupate da bacini marini profondi, intervallate da ampie zone di alto relativo. La stessa posizione della Placca Apula è causa inoltre di una costante subsidenza, cioè di un lento abbassamento della superficie della placca. Tale abbassamento porta gradualmente le zone di alto relativo a trovarsi al di sotto del livello del mare, in condizioni di bassofondo intraoceanico (un alto sottomarino a pelo d'acqua, ampio decine di migliaia di km², circondato da mare profondo, e simile alle attuali isole Bahamas). Durante il Mesozoico, le caratteristiche ambientali dei bassifondi intraoceanici favoriscono l'accumulo di imponenti spessori di particelle carbonatiche, grazie alla facilità di precipitazione di carbonato di calcio e all'abbondanza di resti di organismi marini vegetali e animali (macroscopici e microscopici) costituiti anch'essi da carbonato di calcio. La graduale trasformazione in roccia calcarea di questi accumuli carbonatici, sedimenti prevalentemente fangosi e non derivanti da apporti esterni (impossibili in bassifondi lontani da aree emerse), ha portato allo sviluppo verticale (aggradazione) di una potente successione sedimentaria il cui spessore è di alcuni chilometri (una "piattaforma carbonatica"). Su tutti gli originali alti relativi la continua crescita di piattaforme carbonatiche "compensava" quindi la costante subsidenza; in pratica lo spazio creato dal lento abbassamento dell'originale superficie del bassofondo (che avrebbe progressivamente portato quell'area a profondità marine sempre superiori) veniva riempito, con la stessa velocità, dall'aggradazione di sedimenti carbonatici; in tal modo le condizioni di bassofondo intraoceanico restavano praticamente costanti favorendo proprio la costituzione e lo sviluppo delle piattaforme carbonatiche.

La Placca Apula era caratterizzata al suo interno dalla presenza di più piattaforme carbonatiche, separate da bacini marini profondi. Per quello che riguarda la nostra regione è importante sottolineare la presenza di una di queste piattaforme, la Piattaforma Apula, le cui vestigia si riconoscono nei grandi ammassi rocciosi calcarei del Gargano, delle Murge e del Salento, che rappresentano lembi di modeste dimensioni rispetto alla originale estensione della Piattaforma Apula. Quest'ultima, durante la sua crescita, non è sempre stata in condizioni di bassofondo ma ha sicuramente attraversato periodi di parziale emersione, dovuti sia a variazioni globali del livello del mare (eustatismo) sia a motivi locali di deformazione tettonica (blandi incarcamenti di ampie aree della piattaforma). Entrambi i fenomeni permettevano l'esposizione di ampie aree della piattaforma, con la formazione di vaste paludi e acquitrini attraversate da grossi animali terrestri, come testimoniato dal ritrovamento di numerose orme di dinosauro nell'area di Bisceglie ed Altamura sulle Murge e in alcune aree del Gargano. Altra testimonianza di emersioni durante lo sviluppo della Piattaforma Apula è la presenza di "terre rosse" o "bauxiti", depositi "residuali" che occupano tasche irregolari intercalate alla successione di piattaforma. Tali bauxiti sono il risultato di un processo carsico di superficie dovuto all'opera di agenti atmosferici, che ha dissolto il carbonato e ha permesso l'accumulo di residui insolubili (da cui il termine di depositi "residuali") di ossidi di Ferro e Manganese. Per un processo globale di lento abbassamento del livello del mare, alla fine del Cretaceo (circa 65 milioni di anni fa, Fig. 1.1) la Piattaforma Apula emerge e diventa un'ampia area continentale, prevalentemente soggetta a carsismo, non più in grado di favorire l'accumulo di imponenti spessori di sedimenti carbonatici. Le prove di tale emersione derivano sia dai ritrovamenti, in tasche carsiche, di resti di faune continentali a mammiferi di età terziaria (era compresa fra 65 e 1,8 milioni di anni fa), descritti prevalentemente nell'area del Gargano, che dalla presenza

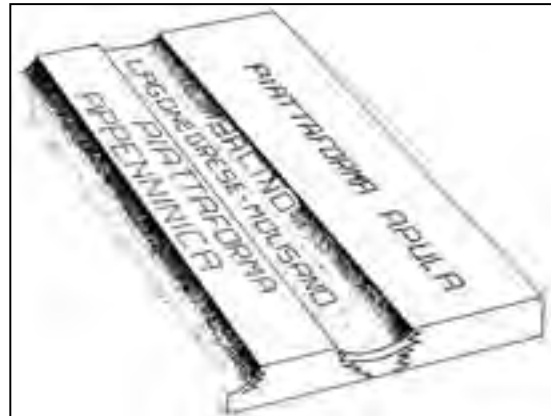


Fig. 1.4 - Schema paleogeografico di una porzione della Placca Apula (Adria) nel Mesozoico (da MOSTARDINI & MERLINI, 1986, mod.). Per l'ubicazione vedi Fig. 1.3.

di profonde depressioni carsiche di superficie, fra cui spiccano i "puli" (nome locale attribuito alle doline), oltre a forme carsiche sotterranee (grotte).

Tornando alla crescita della Piattaforma Apula, questa è avvenuta sia in precedenza che durante i movimenti di convergenza fra la Placca Africana e quella Europea. Tali movimenti hanno avuto inizio già a partire dal Giurassico superiore (circa 160 milioni di anni fa) ed hanno determinato prima la chiusura degli oceani compresi fra le due placche, e successivamente anche il coinvolgimento diretto della Placca Apula, i cui margini sono stati deformati dalle

orogenesi alpina, dinarica ed appenninica. La porzione della Placca Apula che avrebbe dato origine all'attuale Italia meridionale era caratterizzata dalla presenza di due piattaforme carbonatiche, la Piattaforma Appenninica ad occidente e la Piattaforma Apula ad oriente, separate da un bacino marino profondo: il Bacino Lagonegrese-Molisano (Figg. 1.3, 1.4). Contemporaneamente alle fasi di crescita della Piattaforma Apula ed alla sua successiva esposizione, nel Bacino Lagonegrese-Molisano si sono sedimentati depositi argillosi, carbonatici e silicoclastici di mare profondo, e di provenienze differenti, sia dallo smantellamento delle piattaforme carbonatiche, che dalle aree continentali africane. Quando, a partire dal Miocene inferiore (circa 20 milioni di anni fa) l'orogenesi appenninica ha raggiunto queste aree, la Piattaforma Appenninica è stata sovrapposta (accavallata tettonicamente) al Bacino Lagonegrese-Molisano ed entrambi, nell'insieme, sono stati successivamente sovrapposti alla porzione occidentale della Piattaforma Apula, andando progressivamente a costituire la Catena Appenninica meridionale.

L'orogenesi appenninica migra da occidente verso oriente, e per ogni tappa della costituzione della Catena Appenninica può essere riconosciuta un'area di avanfossa ed una di avampaese. In termini generali, per avanfossa si intende un'area ad elevata subsidenza, allungata parallelamente ai fronti di accavallamento orogenici e posta frontalmente ad essi; quest'area subsidente, in genere un bacino marino o la porzione più depressa di quest'ultimo, accoglie la gran parte dei depositi provenienti dal progressivo smantellamento dei rilievi della catena montuosa tuttora in formazione, ed è destinata ad essere deformata ed incorporata nella struttura della catena stessa. Per questo motivo si descrive l'avanfossa come un bacino sinorogenico (che si sviluppa contemporaneamente alla formazione della catena montuosa) migrante verso l'avampaese (l'area non ancora raggiunta dalla deformazione orogenica e verso la quale si muovono gli accavallamenti). Durante l'accavallamento tettonico della Piattaforma Appenninica sul Bacino Lagonegrese-Molisano, quest'ultimo iniziava a svolgere il ruolo di avanfossa, dando vita a nuove aree di bacino marino profondo su rocce deformate sulle quali si depositavano fitte alternanze di argille e sabbie (silicoclastiche o carbonatiche) che, diagenizzate (cioè trasformate in rocce), avrebbero successivamente costituito le successioni arenaceo-argillitiche ("flysch") che caratterizzano la porzione più orientale dell'Appennino meridionale, fra cui anche i Monti della Daunia. Questi, pur costituendo

un'area ad estensione limitata, rappresentano per la nostra regione un territorio con caratteristiche peculiari, essendo l'unica zona montuosa ed i cui rilievi raggiungono i 1150 m. Qui l'orogenesi ha coinvolto successioni costituite nella porzione bassa da termini prevalentemente argillosi e nella porzione alta da termini arenacei, frequentemente di natura carbonatica. L'attuale assetto di quest'area è il risultato di una serie di fasi tettoniche che hanno più volte modificato la disposizione delle rocce che la costituiscono. L'aspetto morfologico è quello di una serie di dorsali, con versanti a pendenza elevata, allungate in senso appenninico (NO-SE) all'incirca parallele fra loro, e intagliate dalle testate dei corsi d'acqua che attraversano il Tavoliere delle Puglie.

Durante le stesse fasi di costituzione dell'Appennino, la Piattaforma Apula, che in questo contesto svolge prima il ruolo di avampaese e successivamente, nella sua porzione occidentale, quello di avanfossa, viene inarcata e suddivisa in blocchi, che subiscono abbassamenti e sollevamenti relativi. Le aree più sollevate corrispondono al Gargano (un promontorio che raggiunge quote di circa 1000 metri), alle Murge (un altopiano che raggiunge quote di circa 700 metri) ed al Salento (formato da rilievi collinari, Serre Salentine, con elevazioni fino a 200 metri), mentre le aree ribassate formano sia ampie aree depresse, come quelle presenti fra il Gargano e le Murge (Graben dell'Ofanto) e fra le Murge ed il Salento (depressione o Piana di Brindisi), sia due imponenti gradinate che immergono verso oriente nel Mare Adriatico e verso occidente al di sotto della Catena Appenninica meridionale (Fig. 1.5). Quest'ultimo sistema a gradinata corrisponde al substrato della Fossa bradanica (Fig. 1.6). In pratica la Fossa bradanica, individuata all'inizio del Pliocene, circa 5 milioni di anni fa, rappresenta la più recente avanfossa della Catena Appenninica meridionale, accolta nella porzione della Piattaforma Apula flessa al di sotto della catena, mentre, nell'insieme, Gargano, Murge e Salento (e le aree depresse interposte) rappresentano la porzione residua dell'Avampaese Apulo, l'area della Piattaforma Apula non ancora raggiunta direttamente dai fenomeni di accavallamento tettonico (Fig. 1.4).

Prima della formazione della Fossa bradanica, l'Avampaese Apulo ha registrato una serie di fenomeni di natura locale (tettonici) o globale (eustatici). Questi sono testimoniati da brevi ritorni

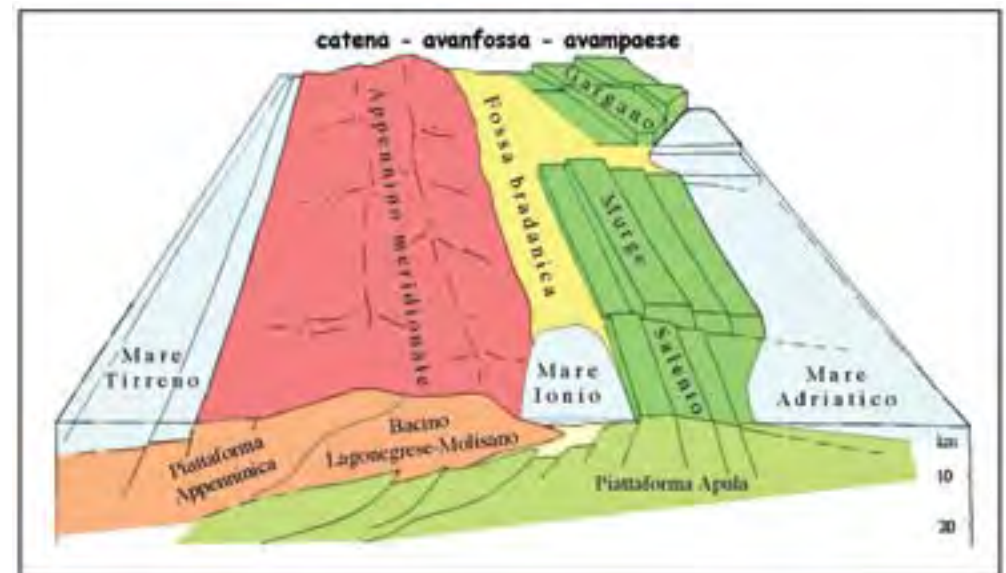


Fig. 1.5 - Schema geologico tridimensionale dell'Italia meridionale (da FUNICIELLO *et al.*, 1991, mod.).

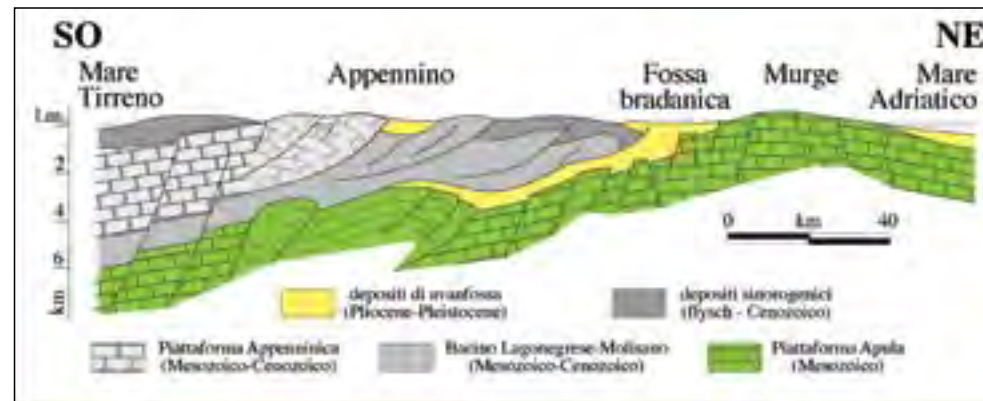


Fig. 1.6 - Sezione geologica dell'Italia meridionale (da SELLA *et al.*, 1998, *mod.*). Per l'ubicazione vedi Fig. 1.2 e confronta con Fig. 1.5.

del mare su porzioni marginali della vecchia Piattaforma Apula (ormai esposta dalla fine del Cretaceo) riconosciuti tramite depositi carbonatici marini di età differente che, più diffusamente nel Salento, poggiano in lembi discontinui sulle successioni di piattaforma precedentemente esposte. In particolare, un significativo evento di abbassamento del livello del mare si è verificato alla fine del Miocene, durante il Messiniano (un intervallo di tempo compreso fra circa 6,5 e 5 milioni di anni fa), con impressionanti ripercussioni in tutta l'area mediterranea e provocando il fenomeno noto geologicamente con il nome di "crisi di salinità del Messiniano". A causa di tale evento le acque del Mar Mediterraneo evaporarono quasi completamente favorendo la precipitazione di depositi salini. In questo intervallo di tempo tutte le aree di avampaese risultavano esposte e solo alcuni lembi di depositi evaporitici (gessi) si riconoscono tettonicamente deformati nella parte meridionale dei Monti della Daunia.

La fine del Messiniano segna il ritorno del mare ("trasgressione") su gran parte delle aree precedentemente emerse ed in Italia meridionale corrisponde all'instaurarsi dell'ultima avanfossa appenninica: la Fossa bradanica. Questa infatti, dal punto di vista geodinamico rappresenta l'avanfossa che si individua all'inizio del Pliocene, durante le ultime fasi dell'orogenesi appenninica. Infatti, durante il Pliocene il sistema appenninico migra, portando le aree occidentali dell'Avampaese Apulo (quella che sarebbe diventata la gradinata immergente verso la Catena Appenninica) a subire una progressiva subsidenza ed a formare un ampio bacino marino (la Fossa bradanica) limitato ad occidente dalla Catena Appenninica ed a oriente dagli alti del Gargano e delle Murge (Fig. 1.7).

Tale bacino accoglie la gran parte dei depositi provenienti dal continuo smantellamento dei rilievi della catena: lungo il bordo della catena si costituivano sistemi costieri a sedimentazione sabbioso-ghiaiosa (Depositi costieri regressivi, D in Fig. 1.7 c-d) simili a quelli che caratterizzano l'attuale costa ionica della Calabria, mentre distalmente prevaleva una sedimentazione di tipo argilloso (Argille subappennine, A in Fig. 1.7 b-d); nei settori depocentrali e più profondi della Fossa bradanica si depositavano successioni spesse oltre 2000 m. Dall'altra parte del bacino, le aree carbonatiche e subsidenti dell'Avampaese Apulo formavano un vasto arcipelago in via di annegamento, costituito da isole rocciose calcaree di diversa ampiezza (simili a quelle dalmate). L'arcipelago si era formato a seguito della tettonica terziaria che aveva dislocato in blocchi l'antica Piattaforma Apula e sollevato o ribassato gli stessi blocchi. I blocchi più sollevati corrispondevano alle isole

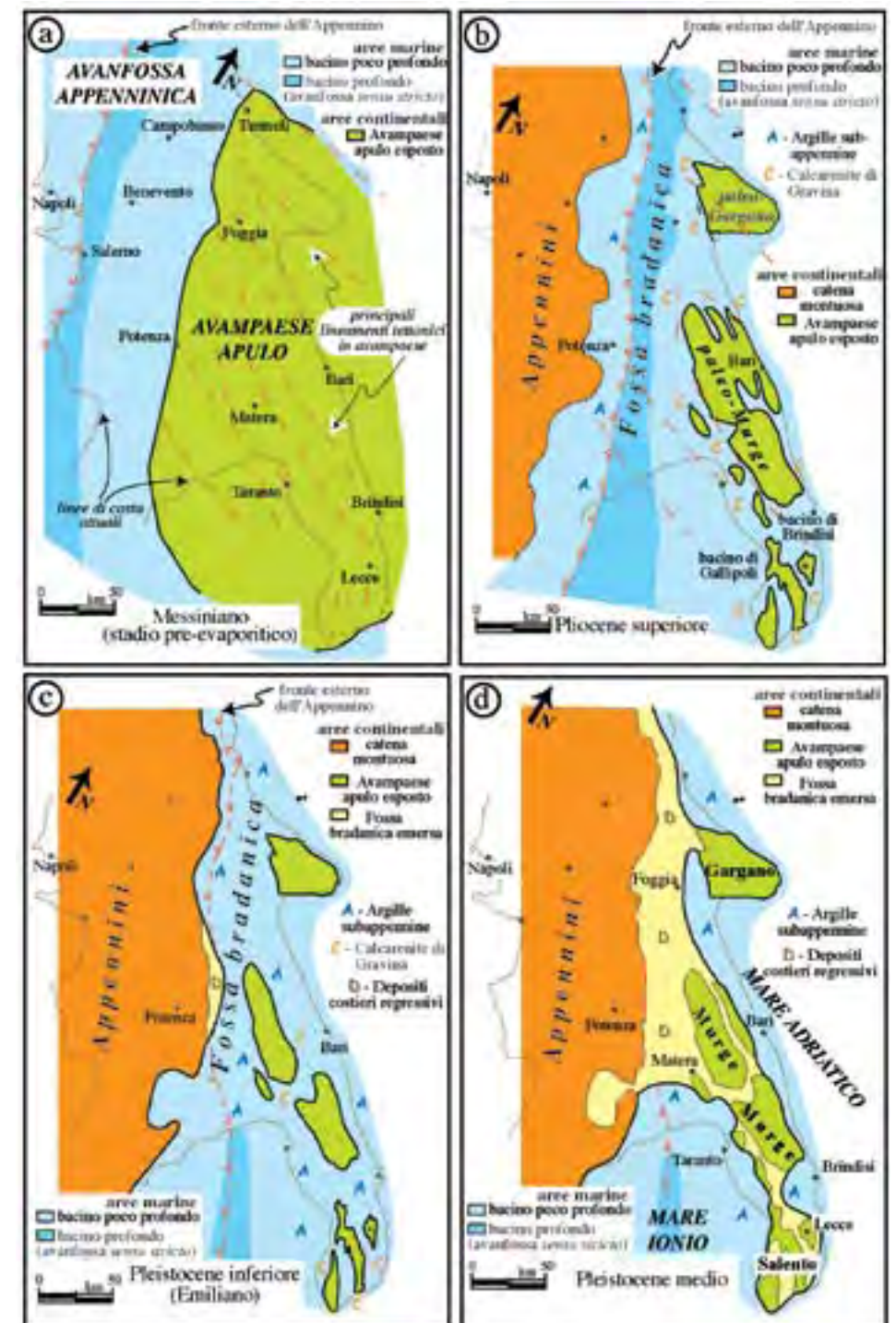


Fig. 1.7 - Schemi paleogeografici dell'Italia meridionale dal Messiniano al Pleistocene medio (da TROPEANO *et al.*, 2002, *mod.*).

mentre i blocchi ribassati corrispondevano a bracci di mare di non elevata profondità (rispettivamente "horst" e "graben"). Nelle aree dell'arcipelago si depositavano esclusivamente sedimenti carbonatici, sia intrabacinali (derivanti da accumulo di resti calcarei degli organismi che vivevano in quei mari) che extraclastici (depositi grossolani provenienti dall'erosione dei calcari cretacei affioranti nelle isole) (Calcarenite di Gravina, C in Fig. 1.7 b-d). Con la progressiva subsidenza anche le isole erano portate sotto il livello del mare a costituire bassifondi anch'essi successivamente sepolti dai depositi argillosi provenienti dalla catena. Questa evoluzione dell'avanfossa sudappenninica ha avuto termine circa 1 milione di anni fa, quando l'intero sistema catena-avanfossa-avampaese ha cominciato a sollevarsi e la Fossa bradanica a colmarsi. Quest'ultimo fenomeno di colmamento è avvenuto da parte di depositi argillosi e poi di depositi sabbioso-ghiaiosi di mare poco profondo prima e di tipo continentale dopo, che, avanzando sui precedenti, hanno raggiunto le aree di avampaese, coprendole parzialmente (Fig. 1.7d). Il riempimento del bacino ha determinato un conseguente ritiro del mare ("regressione") che è proceduto dalle aree più interne, ed attualmente più sollevate (area di Banzi e Genzano, in Basilicata) fino all'attuale area del Tavoliere (costa del Fortore e del Golfo di Manfredonia) e a quella metapontina (costa del Golfo di Taranto) che risultano al momento le zone di più recente emersione. Qui si rinvengono i "depositi marini terrazzati" del Pleistocene medio e superiore che, insieme ad una serie di spianate di abrasione marina, definiscono il classico paesaggio a gradinata che caratterizza le fasce costiere pugliesi, e che sono il risultato del sollevamento tettonico combinato con le fluttuazioni glacio-eustatiche del livello del mare. L'ultima di queste fluttuazioni ha avuto il suo culmine circa 20.000 anni fa, quando il livello del mare si posizionava a circa -120 m rispetto all'attuale. La successiva ed ultima risalita eustatica è stata rapida ed è terminata circa 5-6.000 anni fa. La configurazione attuale della fascia litorale, adriatica e ionica, comprensiva di piane costiere, spiagge, laghi costieri e lagune, è in particolare il risultato di fenomeni accaduti in queste ultime migliaia di anni in cui, a parte fluttuazioni minori del livello del mare, quest'ultimo ha raggiunto una certa stabilità eustatica.

A prescindere dalle oscillazioni eustatiche, a causa del sollevamento dell'intera Italia meridionale, la Fossa bradanica corrisponde oggi ad un'area emersa collinare prevalentemente argillosa e non ad un bacino marino subsidente come nella sua prosecuzione a nord (Mare Adriatico centro-settentrionale) e a sud (Golfo di Taranto). Il sollevamento dell'area, inoltre, ha indotto anche una significativa erosione, ed in particolare nella zona di transizione fra le Murge e la Fossa bradanica si sono sviluppate alcune peculiari incisioni vallive che dopo aver eroso le tenere coperture sedimentarie dell'avanfossa hanno raggiunto i calcari del substrato e si sono inforrate formando le cosiddette "gravine".

Riferimenti bibliografici

1; 2; 11; 37; 38; 39; 62; 67; 68; 71; 76; 79; 82; 86; 87; 88; 97; 101; 102; 108; 111; 113; 139; 160; 163; 168; 173; 178; 186; 187; 195; 198; 203; 212; 213; 215; 223; 227; 241; 242; 243; 244; 246; 247; 255.

2 LE AREE DELL'AVAMPAESE APULO

La grande regione palogeografica nota come Piattaforma carbonatica Apula assume il ruolo di avampaese (l'Avampaese Apulo) nell'Oligocene, durante l'orogenesi appenninica. L'Avampaese Apulo è caratterizzato in superficie da grandi aree carsiche costituite da rocce calcaree mesozoiche spesse alcuni chilometri e, da un punto di vista geografico, corrisponde attualmente a buona parte della regione pugliese, e si distingue in: Gargano, Murge e Salento.

2.1 - IL GARGANO

Il Gargano rappresenta un elemento geografico piuttosto singolare nel contesto regionale pugliese, caratterizzato com'è da una spiccata variabilità di caratteri geologici e geomorfologici e dalla coesistenza di diverse tipologie di paesaggio.

Da un punto di vista geologico e strutturale il promontorio del Gargano è simile al vicino altopiano delle Murge, dal quale però si differenzia per la presenza di una più assortita tipologia di rocce affioranti e per un diverso assetto morfologico. Esso occupa la porzione più settentrionale della piattaforma carbonatica apula che nell'era mesozoica faceva parte della Placca Adria, in progressiva separazione dalla placca continentale africana e bagnata da un antichissimo oceano chiamato Tetide.

La varietà geologica del Gargano e il significato delle diverse tipologie di roccia vanno ricercate nel corso della sua storia geologica. E' un periodo di tempo lungo circa 170 milioni di anni, ben narrato nei caratteri stratigrafici, paleontologici, geomorfologici e tettonici del Gargano. Gran parte del promontorio è costituito da rocce di composizione calcarea formatesi in ambiente marino, in un tipico contesto di piattaforma carbonatica oceanica. A prescindere dalla loro composizione mineralogica più o meno carbonatica, queste rocce presentano delle differenze talora piuttosto marcate nei caratteri tessiturali e granulometrici, oltre che nel loro contenuto fossilifero, a testimonianza di come si siano formate in settori diversi dell'ambiente marino: la minore o maggiore vicinanza alla costa, la profondità delle acque e il moto ondoso più o meno energico sono fattori determinanti per la tessitura rocciosa. Percorrendo il Gargano dalle scarpate occidentali fino alle aree costiere più orientali non è difficile rendersi conto di come questi diversi ambienti di formazione si manifestino in differenti caratteri litologici e forme di rilievo. Al centro affiora una struttura affascinante e imponente, che porta ancora la testimonianza di quello che era un'antichissima scogliera corallina attorno a cui si svilupparono altri paleo-ambienti. Quel che resta di questo corpo che domina il Gargano centro-orientale affiora oggi sul Monte Sacro (872 m s.l.m.) costituito da rocce calcaree massicce, poco stratificate e vacuolari in cui si trovano i resti fossili di organismi risalenti all'era giurassica, circa 140 milioni di anni fa (Fig. 2.1).

Nel settore occidentale del promontorio affiora una serie di formazioni rocciose caratterizzate da alternanze di calcari e calcari dolomitici, stratificati e fratturati, formati da microcristalli di carbonato di calcio (calcite) e da carbonato doppio di calcio e magnesio (dolomite). La loro formazione è dovuta alla litificazione di un fango calcareo che nel Giurassico superiore-Cretaceo si formava sul fondale oceanico compreso tra la scogliera e la costa, in un ambiente lagunare. Tali



Fig. 2.1 - Monte Sacro.

rocce oggi affiorano estesamente sulle superfici sommitali e sui versanti che sagomano il Gargano centro-occidentale. Qui la testimonianza di un tempo mai vissuto dal genere umano è tangibile in alcune impronte di dinosauri del periodo giurassico, per i quali l'ambiente di estese lagune fangose rappresentava l'habitat migliore per le loro attività vitali.

Il settore più orientale del Gargano, comprendente il tratto costiero che va da Rodi Garganico fino a sud di Testa del Gargano, si contraddistingue per la presenza di associazioni di rocce calcaree e calcareo-dolomitiche e di calcari farinosi e marnosi stratificati. La caratteristica peculiare di queste formazioni è la presenza di selce in noduli inglobati nella roccia o in liste interstratificate. Queste litologie sono l'espressione di un ambiente di formazione di bacino oceanico piuttosto distante dalla costa e con acque molto profonde. La presenza delle liste di selce scura all'interno degli strati di calcare bianco rimarca la stratificazione netta di queste formazioni e costituisce un motivo continuo ammirabile nelle falesie lungo la fascia costiera tra Vieste e Mattinata. Quando questo motivo rimarca in modo evidente la presenza di mesopieghe per deformazione plastica degli strati rocciosi (*slumps*), il colpo d'occhio è notevole: il colore bianco della roccia e il colore scuro degli interstrati nella loro alternanza testimoniano le deformazioni subite dal sedimento quando era ancora un fango calcareo non litificato (Fig. 2.2).

La lunga e lenta successione di eventi tettonici descritti nelle pagine precedenti ha cancellato completamente i paleo ambienti in cui si sono formate le rocce che attualmente affiorano sul Gargano. Gli stessi movimenti hanno determinato inoltre la scomparsa dell'oceano Tetide e l'emersione di ciò che prima era l'antica piattaforma carbonatica. Non c'è da stupirsi, dunque, se per visitare i resti di un'antica scogliera bisogna passeggiare fin oltre i 600 m di quota e se la vetta più



Fig. 2.2 - Falesia rocciosa modellata nei calcari a liste e noduli di selce con deformazioni plastiche alla base (*slumps*).

alta del Gargano, il Monte Calvo (1080 m s.l.m.), è costituita da rocce formatesi in acque oceaniche. Ancora oggi l'evoluzione tettonica è testimoniata dalle numerosissime fratture degli ammassi rocciosi e dalle faglie che attraversano il territorio, lungo le quali tuttoggi si manifesta una intensa attività sismica. Una delle faglie principali è quella che divide in due il promontorio attraversando il Gargano da Est ad Ovest lungo la Valle Carbonara, che da San Marco in Lamis giunge a Mattinata. Lungo questa valle, su cui si affaccia Monte sant'Angelo, sono concentrati gli epicentri di molti dei terremoti che avvengono nel territorio garganico. Gli studi sismologici testimoniano una fitta successione di eventi sismici negli ultimi 2000 anni; ciò concorda con alcune descrizioni di eventi mistici sin dai tempi antichi legati al culto religioso. Tuttavia, la lunga storia geologica e tettonica del Gargano sostiene l'ipotesi di un'attività sismica da milioni e milioni di anni.

La variabilità dei caratteri geologici e l'assetto strutturale hanno in qualche modo influenzato il lungo e lento lavoro degli agenti morfogenetici che col tempo hanno modellato il massiccio carbonatico garganico dopo la sua completa emersione. Oggi il territorio presenta un assetto paesaggistico molto articolato: un susseguirsi continuo di superfici terrazzate, altopiani, ripide scarpate, rilievi isolati e profonde depressioni. I processi morfologici principali nel territorio garganico sono il carsismo e l'azione erosiva del mare lungo le aree costiere. Il carsismo è molto sviluppato nel settore centro-occidentale del Gargano, dove si rinvencono la maggior parte delle forme carsiche sia superficiali che sotterranee. In particolare, la superficie sommitale è attraversata da campi di doline di diverse dimensioni, con una densità pari a 105 doline/Km². La più famosa è senz'altro la "Pozzatina", una dolina da crollo di forma ellittica, con pareti sub-verticali alte oltre 100 m e con l'asse maggiore intorno ai 650 m (Fig. 2.3). Di numero cospicuo sono anche le altre manifestazioni



Fig. 2.3 - Dolina Pozzatina (Foto O. Simone).



Fig. 2.4 - Esempio di grotta di origine marina incisa nei calcarei a liste e noduli di selce.

del fenomeno carsico sia superficiali, quale ad esempio il polje di Campolato, che sotterranee come le grotte e le gravi che si snodano nel sottosuolo.

Un'espressione tipica delle aree carsiche è la quasi completa mancanza di idrografia superficiale. L'unica eccezione è rappresentata dalla presenza di incisioni brevi e molto profonde, sagomate principalmente in corrispondenza delle ripide scarpate che bordano il rilievo e che occasionalmente drenano le acque piovane. Una situazione diversa è quella che si trova nel settore orientale del promontorio, dove esiste un reticolo idrografico molto più sviluppato. In quest'area, le rocce calcaree a liste e noduli di selce presentano un carsismo meno sviluppato. A causa della minore frequenza di forme carsiche e inghiottitoi ci sono, infatti, le condizioni per un maggiore sviluppo dell'idrografia superficiale. La fitta rete idrografica che caratterizza il Gargano orientale è costituita da valli profonde e strette, anch'esse a carattere torrentizio. A testimoniare ulteriormente la minore azione del carsismo in questa zona concorre anche la ridotta quantità di cavità sotterranee, più numerose nelle aree interne del promontorio. Tuttavia lungo la costa orientale non mancano grandi e spettacolari grotte prodotte, oltre che dal sollevamento tettonico, dall'azione congiunta del dilavamento superficiale e dell'erosione dovuta alle onde (Fig. 2.4). Questi processi morfologici hanno modellato una costa che oggi presenta alte e ripide falesie intagliate nelle bianche rocce calcaree alternate a piccole baie e spiagge sabbiose, decorate dalla presenza di isolotti e faraglioni, piccoli promontori e archi naturali (Figg. 2.5 e 2.6). Il Pizzomunno, l'Architello e i faraglioni di Baia delle Zagare sono i simboli che hanno reso celebri queste coste.



Fig. 2.5 - Tratto costiero compreso tra Vieste e Mattinata.



Fig. 2.6 - Spiagge e promontori nella zona di Peschici.

Il complesso massiccio carbonatico del Gargano è sede di un'importante sistema di circolazione di acque sotterranee, che trovano una via di scorrimento nella fitta rete di canalizzazioni carsiche e di fratture presenti nel sottosuolo. Le acque piovane si infiltrano attraverso le doline e gli inghiottitoi carsici presenti soprattutto negli altopiani centro-occidentali. Solo dopo aver attraversato tortuosamente il massiccio calcareo in profondità tornano in superficie affiorando in una serie di sorgenti disposte per lo più lungo le coste, sia subaeree che sommerse. Una delle aree dove le sorgenti sono più concentrate è la zona dei grandi laghi; così viene definita quella fascia costiera a Nord del Gargano contraddistinta da due laghi costieri: il Lago di Lesina e il Lago di Varano.

Il Lago di Lesina si trova nel settore più occidentale di quest'area e si estende parallelamente alla costa per circa 20 km, tra il Fiume Fortore e il Monte d'Elio, con una superficie complessiva di circa 51 km². Questa zona lagunare è separata dal mare da un cordone sabbioso largo circa 1-2 km, dove sono presenti solo due canali di comunicazione: Acquarotta e Schiapparo. Più a est si estende il Lago di Varano che occupa una fascia costiera più ristretta, lunga circa 10 km, e si espande su una superficie complessiva di circa 65 km². Anch'esso è separato dal mare da una stretta fascia dunare che assicura la comunicazione con l'Adriatico attraverso i canali della Foce di Capoiale e della Foce Varano. I due specchi d'acqua sono alimentati, oltre che dall'arrivo delle acque meteoriche, anche dalle numerose e cospicue sorgenti che drenano la grande falda carsica del Gargano. In particolare, sulle rive del Lago di Lesina giungono le acque delle sorgenti San Nazario, Mascolo, Mascione, Lauro e Milella, mentre il Lago di Varano raccoglie le acque delle scaturigini Ircchio, Fiumicello, Valle Sant'Angelo, Sgaggiobbe e dell'Ospedale.

Elemento di grande interesse è rappresentato, oltre che dal contesto botanico e naturalistico, dal regime termico di queste sorgenti. La sorgente San Nazario rappresenta una scaturigine peculiare per la temperatura delle sue acque, che si attesta costantemente sui 27 °C, discostandosi dal valore medio della temperatura delle acque sorgive che generalmente è compreso tra i 14 °C e i 20 °C. Questo particolare aspetto idrogeologico è oggetto di ricerche scientifiche e, pertanto, meritevole di salvaguardia.

Immediatamente ad ovest del Lago di Lesina (Punta delle Pietre Nere) è presente un corpo roccioso di grande rilevanza geologica: si tratta di un affioramento di rocce vulcaniche, ormai quasi completamente scomparso. Punta delle Pietre Nere è costituita da una associazione di rocce calcaree, gessose e vulcaniche di origine molto profonda che per le caratteristiche stratigrafiche, litologiche e petrografiche è una rarità in tutta la costa adriatica.

Riferimenti bibliografici

1; 14; 15; 16; 28; 29; 45; 78; 112; 135; 141; 142; 174; 235.

2.2 - LE MURGE

Le Murge rappresentano la porzione centrale dell'Avampese Apulo (cap. 1) e si identificano con una articolata regione costituita quasi esclusivamente da rocce di età cretacea a composizione carbonatica (calcari mesozoici della Piattaforma Apula), allungata in direzione NO-SE (Fig. 2.7A). Le Murge sono bagnate verso NE dal Mare Adriatico e sono delimitate a NO (verso la valle del Fiume Ofanto) e a SE (verso la valle del Fiume Bradano) da alte scarpate di origine tettonica (scarpate di faglia) (Fig. 2.8); le due scarpate sono l'evidenza di superficie di un più ampio sistema di faglie che ribassa le stesse rocce affioranti nelle Murge sia verso il Graben dell'Ofanto (la depressione tettonica compresa fra le Murge e il Gargano) sia verso la Fossa bradanica (la depressione tettonica compresa fra le Murge e l'Appennino lucano) (Fig. 2.7B). Le Murge sono infine delimitate tettonicamente verso S dalla Soglia messapica, un'area prevalentemente depressa che corre grossomodo fra Taranto e Brindisi e che separa le Murge dal Salento (Fig. 2.8). Il Graben dell'Ofanto, la Fossa bradanica e la depressione tarantino-brindisina sono colmate da depositi pliocenici e pleistocenici prima argillosi e successivamente sabbioso-ghiaiosi, il cui spessore può raggiungere i 1000 metri.

Da un punto di vista geomorfologico le Murge sono caratterizzate da una serie di ampi ripiani digradanti verso E-NE che le attribuiscono una struttura a gradinata digradante verso il Mare Adriatico. I ripiani, dorsali piatte e a bassa elevazione, sono separati fra loro da piccole scarpate e/o blande depressioni, che rappresentano nel complesso un sistema a "horst" e "graben" (cioè un sistema in cui si susseguono alti e bassi di origine tettonica) (Fig. 2.7B).

Il ripiano più elevato, noto come Murge Alte o Alta Murgia (Figg. 2.7 e 2.8), raggiunge circa 700 metri di quota, ed è ricco di forme carsiche, fra cui spiccano i cosiddetti "puli", nome locale attribuito alle doline, che possono raggiungere dimensioni notevoli, fino a 600 metri di diametro e fino a 100 metri di profondità (come, per esempio, il "Pulo di Altamura", Fig. 2.9). Per la presenza della Sella di Gioia del Colle, le Murge Alte vengono distinte in Murge nord-occidentali e Murge sud-orientali (o Murge dei trulli). Queste ultime sono caratterizzate dalla presenza del Canale di Pirro, una depressione tettono-carsica (un "polje") ricoperta da una spessa coltre di terre rosse (il classico deposito carsico residuale, cioè accumulato in posto come residuo della dissoluzione di rocce carbonatiche). Il Canale di Pirro corrisponde inoltre alla porzione più orientale del Graben delle Murge Alte (Fig. 2.8), una depressione tettonica che caratterizza le Murge e che verrà di seguito menzionata. Tranne che per questa depressione, e per altre minori riconoscibili nella zona di Monte Caccia, tutto il territorio delle Murge Alte, fino a diversi anni fa, era caratterizzato da un aspro e brullo paesaggio carsico dove dominavano i campi carreggiati e la pseudosteppa; a questi si intercalavano piccoli e fertili fondi vallivi coltivati, muretti e piccoli edifici in muratura a secco, mostrando un felice connubio di geodiversità e biodiversità combinati con una millenaria presenza umana integrata con un ambiente tutt'altro che facile da vivere. Questo ambiente ha subito una irreversibile trasformazione fondiaria (da pascolo a seminativo) consistente nello spietramento meccanico del suolo originale, con derocciamento, scarificazione e frangitura in campo del substrato calcareo subaffiorante, nonché dei manufatti in pietra. Tali operazioni, rivelatesi di più che dubbia opportunità agronomica, non solo hanno completamente cancellato gli elementi del paesaggio, anche antropico, che caratterizzavano le Murge Alte, ma hanno determinato un aumento volumetrico del materiale fine (erroneamente ritenuto un suolo) che viene stagionalmente preso in carico dai corsi d'acqua effimeri durante i più intensi eventi meteorici e quindi, attraverso le lame, trasportato e deposto sotto forma di grandi volumi fangosi negli inghiottitoi, sul fondo delle doline e negli alvei delle lame che scorrono verso la costa adriatica.

Tutti gli altri ripiani, progressivamente più bassi verso NE fino a raggiungere la costa adriatica, costituiscono le Murge Basse (Figg. 2.7B e 2.8). Oltre ai ripiani si riconoscono due depressioni tettoniche (Graben delle Murge Alte e Graben delle Murge Basse), all'incirca parallele fra loro, larghe

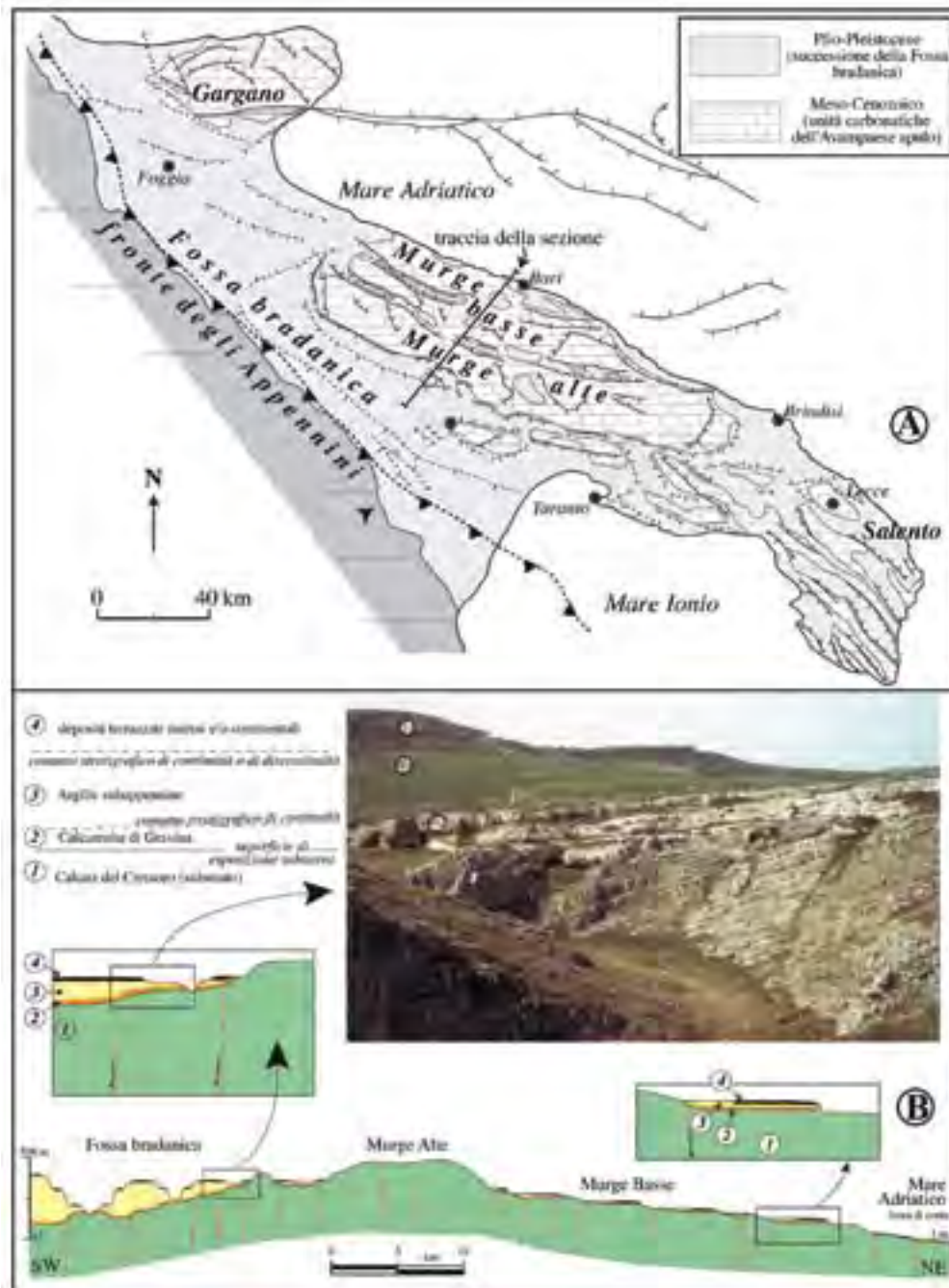


Fig. 2.7 - A) Carta geologica schematica della Puglia con indicazione della posizione delle Murge Alte e delle Murge Basse (da PIERI *et al.*, 1997, *mod.*). B) Sezione geologica attraverso le Murge con foto di affioramento lungo il margine sud-occidentale (bradanico) delle Murge Alte (da TROPEANO & SABATO, 2000, *mod.*).

alcuni chilometri e lunghe circa 100 km. Entrambe si sviluppano dalla valle dell'Ofanto verso il Mar Adriatico, inizialmente in direzione ONO-ESE e poi E-O (Fig. 2.8). Il Graben delle Murge Alte si sviluppa fra le località di Montegrosso (Sud di Andria) e Fasano, mentre il Graben delle Murge Basse si sviluppa fra le località di Canosa e Polignano a Mare. All'interno di entrambe le depressioni si rinvengono depositi marini e continentali del Pliocene e del Quaternario che testimoniano il fatto che le Murge Basse, esposte a partire dalla fine del Cretaceo, sono ritornate per un breve intervallo di tempo al di sotto del livello del mare prima del definitivo sollevamento dell'intera regione. La presenza di tali depositi ha favorito l'esistenza di piccole falde superficiali che hanno permesso l'antropizzazione di queste aree, con la crescita di alcuni piccoli centri urbani quali ad esempio Acquaviva, Adelfia, Rutigliano, Ruvo, Corato.

Altri elementi molto caratteristici dell'area murgiana sono le numerose incisioni che prendono origine proprio dal sollevamento tettonico subito dall'area nel Pleistocene, e che sono note con i nomi di "lame" e "gravine". Tali incisioni sono attualmente attraversate da corsi d'acqua effimeri e possiedono, a tratti, versanti acclivi o subverticali; si approfondiscono in corrispondenza del ciglio delle principali scarpate, tanto che, nel caso delle gravine del versante tarantino, possono raggiungere anche profondità superiori a 100 metri, peculiarità che rende tali incisioni paragonabili a veri e propri *canyon*.

Le Murge inoltre, sono ricche di cave, che pur rappresentando una ferita paesaggistica ed elementi di discontinuità dell'originale profilo topografico, risultano un utile strumento per studiare le successioni carbonatiche dell'avampese, normalmente non ben esposte e spesso discontinue; le stesse cave, in alcuni casi, si possono rivelare fonte di scoperte di notevole importanza geologica ed in prospettiva di valorizzazione culturale e/o turistica. A tale proposito basti menzionare la scoperta avvenuta dieci anni fa in una cava aperta nei calcari cretacei (nei pressi di Altamura) di numerose orme di dinosauro sulla superficie di uno strato messo in luce proprio grazie all'approfondimento del piano di cava.

Dal punto di vista litologico la regione delle Murge è formata da una spessa successione carbonatica i cui caratteri riflettono la storia sedimentaria e tettonica che ha attraversato questa parte di avampese. Le rocce che costituiscono l'ossatura delle Murge si rinvengono in assetto pressoché monoclinale, gli strati cioè sono inclinati prevalentemente in una stessa direzione, con immersione a SO (foto in Fig. 2.7B). Tale disposizione (non originaria, ma di origine tettonica) permette di

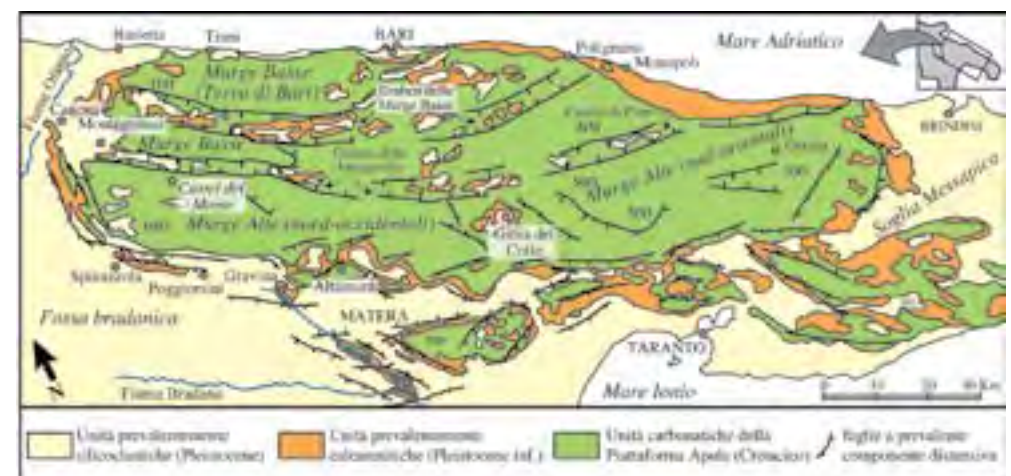


Fig. 2.8 - Carta geologica delle Murge con ubicazione delle principali strutture tettoniche (da PIERI *et al.* 1997, *mod.*).



Fig. 2.9 - Murge Alte: veduta aerea del Pulo di Altamura, una delle più grandi doline (Foto aerea A. Fiore - L. Falcone).

osservare in affioramento circa 3000 m di successione di strati calcarei originatisi in assetto suborizzontale in un ambiente di piattaforma carbonatica (la Piattaforma Apula, vedi cap. 1). Si tratta di calcari e dolomie di colore variabile dal bianco, al grigio, al nocciola, al cui interno è possibile rinvenire resti fossili di Lamellibranchi, Gasteropodi, Echinodermi, Alghe calcaree e Foraminiferi. Fra i Lamellibranchi è molto significativa la presenza delle Rudiste, tipici fossili del Cretaceo estintisi alla fine del Mesozoico (come i dinosauri). Le rocce della Piattaforma Carbonatica Apula si sono originate dalla cementazione di fanghi carbonatici sedimentatisi in ambienti caratterizzati da bassa profondità (al massimo poche decine di metri) e bassa energia (vedi cap. 1). L'elevato spessore dei sedimenti e l'ambiente di mare basso si conciliano mettendo in gioco il fenomeno geologico della subsidenza (il lento e continuo abbassamento della superficie terrestre) che, agendo durante la sedimentazione della piattaforma, permetteva l'enorme accumulo di depositi marini mantenendo all'incirca costante la profondità. La Piattaforma Apula è stata per brevi periodi interessata da parziali emersioni con formazione di vaste paludi e acquitrini attraversate da grossi animali terrestri, come testimoniato nella successione cretacea delle Murge dal ritrovamento di numerose orme di dinosauro nell'area di Altamura. Altre testimonianze di emersioni sono le "terre rosse" o "bauxiti", depositi "residuali" che occupano tasche irregolari all'interno della spessa successione carbonatica e ben note per la presenza di cave (al momento dismesse) nell'area delle Murge di Spinazzola. La presenza di queste bauxiti, formatesi in un particolare intervallo del Cretaceo (Turoniano), ha permesso di distinguere due formazioni nella serie affiorante del Gruppo dei Calcari delle Murge: il Calcare di Bari, in basso, e il Calcare di Altamura, in alto. Si tratta di due unità litostratigrafiche formali, cioè definite tali da una apposita commissione (Commissione Italiana di Stratigrafia) dopo aver verificato che i dati relativi alle unità siano rispondenti a precisi e specifici requisiti. È importante precisare che solo pochi nomi utilizzati per distinguere le rocce pugliesi rispondono a tali requisiti formali, ma che più spesso vengono utilizzati nomi locali o commerciali ("calcari a chiancarelle", "pietra di Trani", "perlato svevo", ecc.), che ingenerano molta confusione quando si tenta di descrivere elementi geologici della Puglia con rigore scientifico.

Alla fine del Cretaceo (circa 65 milioni di anni fa) la Piattaforma Apula emerge e diventa un'ampia area continentale, prevalentemente soggetta a carsismo, un fenomeno che provoca la dissoluzione del carbonato, e pertanto la cancellazione di parte delle aree esposte. La fase di continentalità corrisponde anche ad alcune fasi tettoniche, alcune delle quali (le più recenti) strettamente connesse con l'orogenesi appenninica, e che hanno determinato una suddivisione e dislocazione in blocchi (fagliamento) dell'intero corpo carbonatico, oltre alla formazione di pieghe. La dislocazione in blocchi a diversa elevazione ha determinato la struttura a "horst" e "graben" con ampi ripiani già descritta nel cap. 1. A partire dal Pliocene, un breve ritorno del mare su questa regione (già così strutturata) ha permesso l'accumulo di depositi carbonatici costieri prevalentemente sabbiosi (vedi cap. 1, Fig. 1.7) precocemente diagenizzati (cioè trasformati in roccia), che sono formalmente definiti Calcareniti di Gravina (Fig. 2.7B). Si tratta di quelle rocce, ampiamente cavate come pietra da costruzione, note merceologicamente come "tufi". Tale formazione caratterizza il fondo dei graben ed i fianchi dei ripiani delle Murge Basse, nonché i bordi settentrionale (Minervino) ed occidentale (Gravina) delle Murge Alte. Localmente nelle Murge Basse e in modo più diffuso verso il Graben dell'Ofanto, verso la Fossa bradanica e verso la Soglia messapica, alla Calcareniti di Gravina fa seguito una unità argillosa (Argille subappennine – Fig. 2.7B) che registra i momenti di massimo ritorno del mare sulle Murge (massimo approfondimento degli ambienti) (vedi cap. 1, Fig. 1.7). Osservando la distribuzione di queste formazioni nell'area delle Murge si ricava che il massimo livello raggiunto dal mare ha lambito i bordi delle Murge Alte senza sommergere il ripiano più elevato

(tranne la Sella di Gioia del Colle) (Fig. 2.8). Il graduale e definitivo ritiro del mare fino alla attuale posizione ha permesso la sedimentazione di sottili spessori di depositi sabbiosi costieri che si sono conservati in lembi, prevalentemente nei graben cui si è già accennato in precedenza. Verso la Fossa bradanica, questo stesso ritiro ha favorito lo sviluppo di depositi terrazzati sabbioso-ghiaiosi marini e/o continentali in appoggio transizionale o erosivo sulle sottostanti Argille subappennine (Fig. 2.7B). Il graduale ritiro del mare ha favorito lo sviluppo e l'approfondimento in roccia (nei calcari cretacei) di un articolato reticolo idrografico (lame e gravine) sulle aree in via di emersione.

Riferimenti bibliografici

1; 2; 3; 19; 26; 56; 68; 109; 116; 122; 139; 154; 157; 166; 184; 198; 200; 212; 213; 215; 218; 241; 242; 245.

2.3 - IL SALENTO

Lineamenti geologici

La penisola salentina rappresenta la parte emersa più meridionale dell'avampaese apulo. In questo settore la serie geologica affiorante è costituita dalle unità calcareo-dolomitiche della Piattaforma apula, da diverse unità carbonatiche, di diverso spessore, di età compresa tra l'Eocene medio ed il Pleistocene inferiore e termina con un complesso di depositi marini, prevalentemente carbonatico-terrigeni, ascrivibili al Pleistocene medio-superiore.

I termini affioranti della Piattaforma Apula hanno un'età campaniano – maastrichtiana e sono rappresentati da diverse associazioni di facies indicative di ambienti di margine di piattaforma nel settore sud orientale della penisola e di ambienti di piattaforma soggetta a fasi di emersione nella parte interna ed occidentale.

Le rocce più antiche che ricoprono i carbonati mesozoici sono il prodotto di diverse e localizzate ingressioni marine verificatesi successivamente alla emersione della Piattaforma Apula avvenuta tra la fine del Cretaceo ed il Paleocene. Queste unità affiorano estesamente lungo il tratto costiero sud – orientale e subordinatamente tra i centri urbani di Lecce, Galatone, Porto Cesareo, nei dintorni di Monte Vergine e della Serra di Poggiardo; sono denominate in letteratura Calcare di Torre Tiggiano (Eocene medio), Calcari di Torre Specchia la Guardia (Priaboniano), Calcare di Castro (Cattiano medio), Calcare di Porto Badisco (Cattiano superiore), Formazione di Galatone (Oligocene superiore), Formazione di Lecce (Oligo-Miocene). Tra le unità paleogeniche e quelle cretacee sono diffusamente presenti le argille residuali bauxitiche testimoni del periodo di continentalità immediatamente successivo al Cretaceo.

La serie geologica continua con i depositi del ciclo ingressivo-regressivo iniziato nel Burdigaliano avanzato e conclusosi nel Messiniano inferiore che rappresentano il prodotto di una più generale sommersione della piattaforma. A questo ciclo sono ascritte la Pietra leccese del Burdigaliano inoltrato - Messiniano inferiore (le cui diverse varietà litologiche sono state largamente utilizzate per secoli nella edilizia locale), la Calcare di Andrano e la Formazione di Novaglie del Messiniano inferiore. Queste ultime due unità rappresenterebbero rispettivamente le facies di piattaforma interna e le facies di margine e di pendio di un complesso di piattaforma interna - margine - pendio di piattaforma sovrapposto alla Pietra leccese oppure al livello ad Aturia, una arenite fosfatico-glaucolitica ricca di macrofossili.

Alle unità mioceniche seguono le formazioni plioceniche, testimoni delle nuove sommersioni che interessano durante il Pliocene inferiore e tra il Pliocene medio inoltrato e l'inizio del Quaternario il settore meridionale ed adriatico della parte leccese della penisola e che concludono il periodo di generale continentalità durato per buona parte del Messiniano.

La più antica delle due unità plioceniche è denominata Formazione di Leuca ed è rappresentata inferiormente da brecce e conglomerati calcarei e superiormente da calcisiltiti glauconitiche marnose (indicative queste ultime di un ambiente di sedimentazione relativamente profondo) e localmente da arenarie glauconitiche. La più recente è denominata Formazione di Uggiano la Chiesa ed è rappresentata da una successione carbonatico-marnosa; in seno a tale unità nei pressi di Otranto sono stati segnalati esemplari di Artica Islandica. Recentemente è stato proposto di inquadrare quest'ultimo evento sedimentario nel ciclo della Fossa Bradanica.

La serie geologica continua con la successione carbonatico-terrigena del Pleistocene inferiore e si chiude con i depositi del Pleistocene medio-superiore. I primi sono il prodotto di una nuova

estesa ma non integrale sommersione della penisola verificatasi durante l'ultima parte del Pleistocene inferiore ed inquadrabile nel ciclo sedimentario della Fossa Bradanica. Sono rappresentati da una successione di calcareniti detritico-organogene in eteropia verso il Golfo di Taranto con marne grigio-azzurrognole massicce. Le calcareniti sono ascritte alla unità della Calcarenite di Gravina mentre le argille alla unità delle Argille subappennine.

I depositi del Pleistocene medio-superiore sono riferiti a diverse trasgressioni marine che hanno interessato estesamente i settori interno, occidentale, settentrionale della penisola e marginalmente la fascia costiera a Nord di Otranto, mentre i settori orientale e meridionale probabilmente sono rimasti emersi. Le unità riferibili a questi eventi sedimentari sono indicate complessivamente con il nome di Depositi marini terrazzati. I depositi meglio conosciuti sono quelli affioranti grossomodo tra Gallipoli e Porto Cesareo ed attribuiti al Tirreniano. Ancora poco conosciute sono invece le diverse unità affioranti negli altri settori della penisola. Una tra le unità arealmente più estese e con il contenuto paleontologico più significativo è rappresentata dalle Sabbie a Brachiopodi. La presenza di *Terebratula Scillae* Seguenza indicherebbe per questi depositi un ambiente di sedimentazione di mare relativamente profondo.

Le principali fasi tettoniche si sono verificate durante l'intervallo Eo-Oligocene, alla fine del Miocene, nel Pliocene medio e nel Pleistocene medio. Nel Pleistocene medio o dalla fine del Pleistocene inferiore, inoltre, anche il Salento ha subito un generale sollevamento che, considerando le quote a cui attualmente si trovano i depositi del Pleistocene inferiore, è stato più pronunciato nel settore meridionale della penisola e nella parte interna della Piana Brindisina. L'entità complessiva del sollevamento, stimata sulla base delle informazioni batimetriche desunte dall'associazione faunistica delle Sabbie a Brachiopodi, è stata ipotizzata pari a circa 150 metri.

Il sollevamento si sarebbe esaurito o marcatamente rallentato già alla fine del Pleistocene medio; i tassi calcolati sulla base della quota attuale della linea di riva dell'ultimo interglaciale indicano, infatti, almeno a partire da questo intervallo di tempo, una sostanziale stabilità lungo la fascia costiera ionica occidentale. La fascia costiera sud-orientale sarebbe stabile da almeno 330 mila anni da oggi.

Lineamenti geomorfologici

Il Salento è una penisola poco rilevata sul livello del mare il cui paesaggio fisico può essere descritto a grande scala come un complesso di diverse ed ampie superfici, quasi tutte di età quaternaria, disposte tra 160 m e pochi metri s.l.m., raccordate da scarpate di faglia rielaborate dall'erosione, orientate prevalentemente NW-SE e NNW-SSE, da scarpate di erosione selettiva e da paleoripe di abrasione marina.

La parte settentrionale è la cosiddetta Piana brindisina, corrispondente strutturalmente al Bacino di Brindisi. La Piana suddivide l'esteso affioramento del substrato carbonatico cretaceo delle Murge dai meno rilevati ed estesi affioramenti del Salento centrale e meridionale ed è una ampia superficie terrazzata degradata di età medio-pleistocenica dove affiorano quasi esclusivamente i Depositi marini terrazzati; è attraversata da una fitta rete idrografica esoreica attiva, poco gerarchizzata. Le diverse incisioni torrentizie presenti si sviluppano in direzione grossomodo normale alla linea di costa attuale e si raccordano presumibilmente con una linea di costa sommersa. A Sud di Brindisi è evidente come tali solchi erosivi siano, almeno nei loro tratti terminali, sovralluvionati e tagliati dalla falesia attuale.

Il tratto costiero della penisola, tra le città di Otranto e Porto Cesareo mostra una più o meno

evidente gradinata di terrazzi marini, impostata tra Otranto e Santa Maria di Leuca su una scarpata morfostutturale di importanza regionale. La gradinata è stata modellata presumibilmente nel corso del Pleistocene medio e superiore ed è incisa da diversi solchi erosivi a deflusso esoreico, impostati prevalentemente lungo lineazioni tettoniche (Fig. 2.10).



Fig. 2.10 - Il Canale del Ciole a Gagliano del Capo è uno dei più imponenti solchi erosivi che incidono la gradinata di terrazzi marini che caratterizza la costa sud-orientale della Penisola salentina.

Tra Capo d'Otranto e Capo Santa Maria di Leuca, la parte bassa della gradinata è discontinuamente ricoperta da una potente falda detritica, contenente mammalofauna ascrivibile alle fasi finali dell'ultimo interglaciale. Nella zona di Gallipoli invece degni di nota sono i depositi riferiti all'ultimo interglaciale.

Nel tratto costiero tra Porto Cesareo e Capo San Vito la gradinata di terrazzi è meno evidente e lungo costa sono esposti anche lembi di superfici relitte, modellate sui calcari del Cretaceo, ascrivibili probabilmente a contesti morfoclimatici ben differenti da quello attuale. Tra queste superfici la più caratteristica è sicuramente quella posta immediatamente a ridosso di San Pietro in Bevagna, suddivisa in vari lembi e caratterizzata dalla presenza di numerosi ed evidenti rilievi isolati. Tra questi il più spettacolare è sicuramente Monte del Diavolo (Fig. 2.11).

Lungo questo tratto costiero degne di nota sono anche le numerose sorgenti; alcune tra queste (come ad esempio le sorgenti del Chidro) hanno portate considerevoli.

La parte interna del Salento può essere suddivisa in due settori con caratteri morfologici ed idrografici peculiari. Il settore compreso grossomodo tra l'allineamento Lecce – Corigliano d'Otranto – Castiglione d'Otranto e la costa a Nord di Otranto è caratterizzato da estesi affioramenti delle unità carbonatiche mioceniche e plioceniche ed è probabilmente emerso fin dall'inizio del Quaternario. Il paesaggio fisico è alquanto variegato e caratterizzato da diverse unità fisiografiche. Tra le più peculiari si possono ricordare i lembi di una superficie carsica paleogenica con forme di tipo tropicale, esposti in corrispondenza degli affioramenti dei calcari cretacei di Capo d'Otranto, della Serra di Montevergine, della Serra di Poggiardo e della Serra di Martignano. Poco a Nord di Otranto, sono degne di nota anche alcune ampie depressioni allineate in direzione circa N-S e comprese tra Torre dell'Orso e la congiungente ideale Otranto – Uggiano la Chiesa; le depressioni settentrionali del sistema, corrispondenti ad una morfostruttura di importanza regionale ospitano i Laghi Alimini.

A Ovest dell'allineamento Lecce – Corigliano d'Otranto – Castiglione d'Otranto affiorano estesamente le unità del Pleistocene inferiore e medio ed il paesaggio è sostanzialmente caratterizzato da tre unità geomorfologiche (Fig. 2.12):



Fig. 2.11 - Lembo della superficie relitta, modellata sulla successione carbonatica cretacea e caratterizzata dalla presenza di rilievi isolati, esposta a ridosso della costa ionica tra Manduria ed Avetrana.

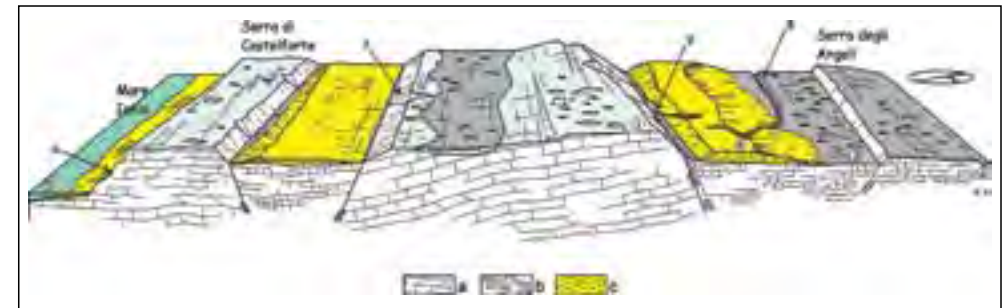


Fig. 2.12 - Assetto geomorfologico schematico del Salento tra la Serra di Castelforte a SW e la Serra degli Angeli a NE. I ripiani più alti in quota corrispondono alle superfici sommitali delle Serre (1) modellate, con la sola eccezione della Serra degli Angeli (2), sulle unità calcareo-dolomitiche del Cretaceo superiore; i versanti di questi rilievi sono incisi da brevi solchi erosivi (7). I ripiani più bassi corrispondono a lembi di una superficie carsica di età quaternaria in parte riesumata (3) ed a lembi residuali della copertura sedimentaria messa in posto durante il ciclo dei Depositi marini terrazzati (4). Questi ultimi sono attraversati da corsi d'acqua a carattere temporaneo e occasionale (8) afferenti ad inghiottitoi carsici (9). Nel settore antistante il Mare Ionio (5) è presente una gradinata di terrazzi marini (6). Legenda: a - successione carbonatica cretacea; b - unità carbonatiche neogenico-quaternarie; c - unità prevalentemente terrigene del Pleistocene medio e superiore.

- le aree morfologicamente depresse dove affiorano essenzialmente le unità del Cretaceo superiore e del Pleistocene inferiore o esclusivamente queste ultime, corrispondenti a lembi riesumati ed in parte riattivati di un paesaggio carsico modellato tra la fine del Pleistocene inferiore e la parte iniziale del Pleistocene medio, prima del ciclo dei Depositi marini terrazzati;
- le aree di affioramento dei Depositi marini terrazzati, corrispondenti a lembi residuali della copertura sedimentaria che ha fossilizzato il paesaggio carsico mediopleistocenico durante il ciclo dei Depositi marini terrazzati; in queste aree si possono distinguere le superfici alte corrispondenti a porzioni più o meno estese di uno o più sedipiani, modellati durante lo stesso ciclo sedimentario, e le superfici che raccordano queste ultime con le aree di affioramento del carso mediopleistocenico, corrispondenti a superfici di denudazione modellate dai corsi d'acqua;
- i rilievi morfologico-strutturali denominati Serre, corrispondenti ad affioramenti delle unità calcareo-dolomitiche del Cretaceo superiore dove è esposto un paesaggio con forme policliche, probabilmente più antico del Pleistocene medio. Nella parte interna della penisola tali rilievi individuano una specifica unità di paesaggio.

L'assetto geomorfologico di questa porzione della penisola rappresenta un classico esempio di carsismo di contatto. Le aree di affioramento delle rocce carbonatiche, corrispondenti ai lembi riesumati del carso mediopleistocenico, ricevono, infatti, abbondanti acque allogeniche dagli adiacenti settori di affioramenti dei Depositi marini terrazzati, caratterizzati da una dinamica geomorfologica di tipo non carsico.

In questo settore la rete idrografica non è sicuramente più antica della fine del Pleistocene medio. In corrispondenza delle superfici alte delle Serre sono presenti tuttavia brevi segmenti di reticoli più antichi, in gran parte cancellati dalla erosione. I più evidenti sono esposti a circa 150 m di quota ad ovest del centro urbano di Ruffano.

Riferimenti bibliografici

1; 25; 27; 30; 31; 32; 33; 34; 35; 76; 79; 81; 82; 83; 84; 85; 98; 102; 120; 121; 132; 137; 147; 152; 176; 178; 179; 186; 203; 209; 210; 214; 217; 224; 225; 226; 244.

3

LE AREE DELLA FOSSA BRADANICA

La Fossa bradanica è il bacino sedimentario colmato da sedimenti di età plio-pleistocenica posto fra gli alti morfostrutturali dell'area di avampaese a est (Gargano e Murge) e la catena appenninica meridionale a ovest; quest'area si estende da Termoli fino al Golfo di Taranto e trova la sua naturale prosecuzione sommersa verso nord nel mare Adriatico centrale e verso sud nel Golfo di Taranto. Da un punto di vista geografico, la Fossa bradanica comprende il Tavoliere delle Puglie, a nord, e la Fossa Premurgiana, a sud. Nel complesso si tratta di un'area soggetta a sollevamento dove, in virtù dell'erosione in atto da parte del reticolo idrografico, possono essere osservati i caratteri dei sedimenti che hanno colmato l'originale depressione tettonica.

3.1 - IL TAVOLIERE DELLE PUGLIE

Il nome di "Tavoliere" deriva dal catasto romano, in cui gli appezzamenti erano organizzati in *Tabulae Censuariae*.

Estesa per oltre 4000 km², la più vasta pianura dell'Italia meridionale è delimitata a nord dal Massiccio del Gargano, ad ovest dal Subappennino dauno e a sud-sud-est dall'Altopiano delle Murge; chiusa su tre lati, è aperta verso l'Adriatico solo a nord-ovest lungo la valle del Fortore e ad est sul Golfo di Manfredonia (Fig. 3.1).

I terreni affioranti sono costituiti essenzialmente da sedimenti marini (argille siltose e sabbie) e da depositi alluvionali (ghiaie, sabbie e limi). Questa spessa successione poggia su di un substrato calcareo che costituisce la prosecuzione nel sottosuolo dei termini mesozoici murgiani e garganici. In profondità, la superficie sommitale dei calcari, suddivisa in blocchi da una serie di faglie, è inclinata verso occidente; nelle aree più vicine all'Appennino essa viene intercettata dalle perforazioni a profondità superiori a 2.000 m, mentre nei pressi del golfo di Manfredonia si trova a profondità di gran lunga inferiori (circa 100 m).

Dal punto di vista geodinamico la piana del Tavoliere è parte dell'Avanfossa bradanica. La storia geologica recente dell'area fu condizionata, durante il Neogene, dall'instaurarsi di un sistema catena-avanfossa-avampaese. Tra il Pliocene ed il Pleistocene si verificarono due fasi tettoniche. La prima, avvenuta tra il Pliocene ed il Pleistocene, fu caratterizzata dalla subduzione dell'Avampaese Apulo al di sotto delle falde appenniniche; questi movimenti causarono una marcata subsidenza del settore occidentale dell'avampaese, coinvolto nelle dinamiche dell'avanfossa. In questo contesto si accumularono i depositi di apertura del ciclo sedimentario dell'Avanfossa bradanica, costitu-



Fig. 3.1 - Modello digitale del terreno della provincia di Foggia; sono rappresentati i principali costituenti del reticolo idrografico e i maggiori centri abitati.

iti da una successione di rocce carbonatiche marine (Calcarenite di Gravina) e la parte più bassa di uno spesso corpo argilloso di mare profondo (Argille Subappennine). La seconda fase geodinamica cominciò a partire dal Pleistocene medio ed è tuttora in corso; i territori di avampaese incominciarono a sollevarsi ed il bacino di avanfossa cominciò a colmarsi di sedimenti. La successione sedimentaria accumulatasi in questa fase è costituita da depositi argillosi (parte alta delle Argille Subappennine), da depositi sabbiosi calcareo-quarzosi (Sabbie di Monte Marano) e conglomeratici (Conglomerato di Irsina). Fasi tardive di ingressione marina, dovute al vario combinarsi di movimenti tettonici e glacio-eustatici, favorirono la deposizione di successioni terrazzate di sedimenti costieri (Depositi Marini Terrazzati). Quando il mare abbandonò queste aree la piana fu solcata da corsi d'acqua la cui azione di erosione-deposizione, esplicatasi a più riprese, causò la formazione di estese coltri di depositi alluvionali.

Alcuni autori sono soliti suddividere la piana pugliese in "Alto Tavoliere" e "Basso Tavoliere"; il primo è caratterizzato da una serie di terrazzi delimitati da scarpate allineate lungo la direttrice sud-ovest nord-est e da quote fino a circa 450 metri sul livello del mare. La morfologia del Basso Tavoliere è tipicamente pianeggiante, con pendenze moderate e quote al di sotto dei 400 metri.

Un'analisi più approfondita, basata sulla natura dei terreni affioranti e dei processi che ne hanno determinato il modellamento, permette di suddividere il Tavoliere in aree caratterizzate ciascuna da proprie peculiarità.

Aree a margine dei rilievi

La zona a margine del Subappennino Dauno (area di Serracapriola, Troia, Ascoli Satriano e zone limitrofe; Fig. 3.2) è caratterizzata da modesti rilievi con sommità sub-pianeggiante; i versanti, di altezza decrescente man mano che ci si allontana dalle aree montuose, sono di sovente affetti da fenomeni erosivi in rapida evoluzione. Il substrato locale è costituito in prevalenza da rocce argillose appartenenti al ciclo dell'Avanfossa bradanica solcate dai corsi d'acqua. Il fondo delle incisioni è costituito da corpi alluvionali ghiaioso-sabbiosi accumulatisi in ambienti fluviali a canali intrecciati.

In aree in cui l'acclività è più marcata, in modo particolare ai piedi del Gargano, ai margini dei rilievi i corsi d'acqua hanno costruito dei coni di deiezione.

Area dei terrazzi marini

Nelle aree nei dintorni di Apricena, San Severo, Villaggio di Amendola e Cerignola (Fig. 3.2) i terreni affioranti sono in prevalenza di origine marina. In questi luoghi vaste superfici sono state modellate essenzialmente dall'azione del mare, esplicatasi a più riprese in relazione alla combinazione dei movimenti tettonici e glacio-eustatici. In particolare, ad ogni abbassamento relativo del livello del mare la spianata rimasta emersa ha costituito un terrazzo delimitato verso mare da una scarpata in corrispondenza della nuova linea di costa. Sul nuovo terrazzo i corsi d'acqua hanno approfondito le loro valli fino ad accomodare il loro profilo longitudinale al mutato livello di base. Queste forme sono meglio conservate nella parte meridionale del Tavoliere (per esempio, nell'area tra il villaggio di Amendola e Masseria Fontanarosa, nei pressi della Stazione di Candelaro). Altrove l'erosione fluviale ed i processi di versante hanno ridotto le superfici terrazzate a piccoli lembi al cui margine si sono accumulati depositi alluvionali. Le oscillazioni del livello del mare avvenute durante il Pleistocene hanno modellato almeno otto terrazzi delimitati da scarpate poco pronunciate tra le quote 350 m e 5 m.

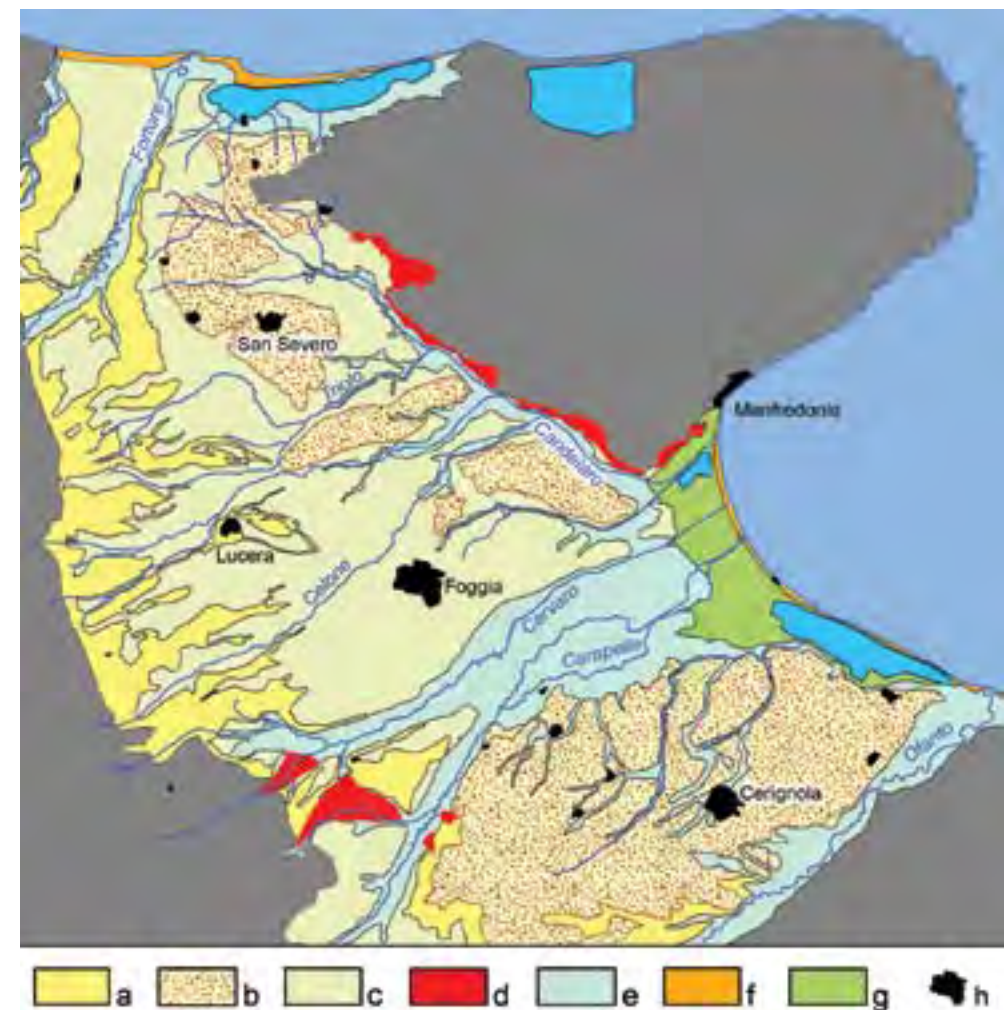


Fig. 3.2 - Carta geologica schematica del Tavoliere, compilata sulla base di varie fonti, tra cui: i Fogli della Carta Geologica d'Italia in scala 1:100.000, i nuovi Fogli del progetto CARG in via di completamento (396 "San Severo"; 407 "San Bartolomeo in Galdo"; 408 "Foggia"; 421 "Ascoli Satriano"; 422 "Cerignola"), una carta di sintesi elaborata da Maggiore *et. al.* (2004) e un disegno pubblicato in Caldara *et. al.* (2005).

Legenda: a) terreni del ciclo bradanico (Pliocene superiore - Pleistocene inferiore); b) depositi marini terrazzati (Pleistocene medio e superiore); c) piana alluvionale antica (Pleistocene superiore), costituita da depositi fluviali terrazzati; d) conoidi alluvionali ai margini dei rilievi (Pleistocene superiore); e) depositi fluviali recenti (Pleistocene superiore - Olocene); f) depositi costieri attuali (spiagge e accumuli eolici); g) depositi delle colmate storiche; h) principali centri abitati.

Piana alluvionale antica

In gran parte del Tavoliere numerosi corsi d'acqua hanno divagato per decine di millenni in un vasto territorio, determinando la formazione di un'estesa pianura solcata da canali separati da rilievi poco accentuati (Fig. 3.2). I processi fluviali, esplicatisi con una continua azione erosivo-deposizionale, hanno favorito l'accumulo di una coltre pressoché continua di sedimenti il cui spessore aumenta procedendo dalle aree più interne verso mare. Questi depositi sono costituiti da corpi ghiaiosi, sabbiosi e limosi che, nel sottosuolo, si alternano e si incrociano di frequente. La parte più superficiale del materasso alluvionale è interessata da una crosta calcarea il cui spessore



Fig. 3.3 - Nel Tavoliere le testimonianze delle antiche fasi di frequentazione sono numerose; molte di queste sono ancora visibili in foto aerea, nonostante il profondo disturbo arrecato dalle moderne pratiche agricole.

localmente può raggiungere diversi metri. La genesi della crosta sarebbe riconducibile alla risalita capillare di acque sotterranee ricche in carbonato di calcio; queste, richiamate in superficie dall'intensa evaporazione in regimi climatici caldi con precipitazioni a carattere stagionale, arricchiscono di tale minerale i depositi superficiali.

La piana alluvionale antica è stata sede, a partire dal Neolitico, di un'intensa frequentazione da parte dell'uomo (Fig. 3.3).

Piana alluvionale attuale e recente

La pianura alluvionale attuale (Fig. 3.2) è solcata da un fitto reticolo idrografico i cui canali principali sono orientati grosso modo da sud-ovest a nord-est; solo il fiume Candelaro, il cui tracciato si sviluppa parallelamente ai versanti sud-orientali del Gargano, scorre da nord-ovest a sud-est. Quando non sono regimentati, nei tratti a minore pendenza i canali assumono un andamento meandriforme. I fondovalle, separati da ampi e poco rilevati interfluvi, sono colmati da depositi alluvionali costituiti da limi frammisti a sabbie e ghiaie; il divagare dei corsi d'acqua, favorito dalle basse pendenze, è testimoniato da numerosi tracciati abbandonati ben evidenti in foto aerea (Fig. 3.4). I fiumi Ofanto, Fortore e Candelaro sono tra i pochi che trasportano acqua per tutto l'anno. Gli altri, tra cui il Cervaro e il Carapelle, presentano un regime molto irregolare, caratterizzato da portate modeste nella maggior parte dell'anno, occasionali e rovinose piene nelle stagioni più



Fig. 3.4 - Alvei abbandonati in località Ciminero, alcuni chilometri a nord-est di Foggia.



Fig. 3.5 - Tratto terminale del Cervaro; per facilitare il deflusso verso mare, molti dei fiumi del Tavoliere sono stati canalizzati nella loro parte terminale.

piovose e estreme magre estive. Nei pressi del mare, dove la piana fluviale si raccorda con quella costiera, le zone interfluviali costituiscono spartiacque incerti. In queste aree, fino ai primi decenni del secolo scorso, i corsi d'acqua alimentavano ampi pantani e bacini effimeri; per questo motivo oggi il deflusso verso mare avviene per mezzo di canali artificiali (Figura 3.5).

Piana costiera

L'attuale morfologia pianeggiante dell'ampia fascia costiera che si estende tra Manfredonia e Barletta è in realtà frutto di una complessa successione di eventi, regolati sia da processi naturali che guidati dall'uomo (cf. paragrafo successivo). In particolare, l'area all'interno della stretta fascia litorale è stata in passato sede di un'ampia laguna estesa tra il delta dell'Ofanto e Manfredonia. Nel corso del tempo la laguna si è evoluta in una serie di bacini acquitrinosi che in epoche recenti l'uomo ha bonificato per colmata deviando alcuni corsi d'acqua verso le depressioni. I depositi che caratterizzano queste aree sono costituiti essenzialmente da sedimenti a granulometria fine trasportati dai fiumi durante le piene.

La stretta fascia litorale, costituita da depositi sabbiosi e ghiaiosi, è oggi in rapido arretramento, anche a causa dell'opera dell'uomo. Infatti, fino ad epoche recenti (anni '50 del secolo scorso) l'alimentazione delle spiagge (in natura dovuta soprattutto alle portate solide dei corsi d'acqua) era tale da consentire una continua progradazione della linea di riva. Attualmente i fiumi trasportano a mare limitati quantitativi di materiale utile al ripascimento delle spiagge a causa della diminuzione delle precipitazioni, della costruzione di sbarramenti lungo i corsi d'acqua, della captazione di acque per l'agricoltura e del prelievo di inerti in alveo. La situazione è peggiorata da



Fig. 3.6 - Tratto di costa tra le località Foce Nuova e Porto Canale, nei Pressi di Trinitapoli; l'erosione costiera, accentuata dalla pressione antropica, ha ridotto la spiaggia attuale ad una stretta fascia tra il mare e le Saline di Margherita di Savoia; le numerose opere di difesa (molte delle quali smantellate dal mare) si sono rivelate di scarsa efficacia.

altre azioni tra cui lo spianamento della fascia dunare costiera e la cementificazione. Il quadro attuale della dinamica litorale, è caratterizzato da un continuo smantellamento dei corpi di spiaggia, con un conseguente enorme danno ambientale, nonché economico-sociale (Fig. 3.6).

La zona costiera tra il fiume Fortore e il Lago di Lesina è meno estesa. La spiaggia attuale è delimitata verso l'interno da una fascia di cordoni dunari in gran parte distrutti dalla marcata azione antropica.

Il Tavoliere ed il Lago di Salpi

Durante l'ultimo massimo glaciale, circa 18.000 anni fa, il livello medio del mare era più basso rispetto all'attuale di circa 120 metri; la linea di costa del Golfo di Manfredonia si trovava a circa 60 km al largo.

Con lo sciogliersi dei grandi ghiacciai continentali il livello degli oceani cominciò ad innalzarsi. La risalita del livello del mare (tuttora in corso con tassi modesti) favoriva la formazione, sulla fascia costiera del Tavoliere, di ampi specchi d'acqua salmastra. A sud di Manfredonia, circa 8.000 anni fa, i sedimenti rielaborati dal mare costruirono un cordone litoraneo che, accresciutosi, isolò alle sue spalle un'ampia laguna, denominata dagli autori "Lago di Salpi" (Fig. 3.7). In quel periodo la linea di costa aveva un andamento differente da quello attuale. Essa si trovava verosimilmente in posizione arretrata a ridosso del Gargano, mentre era protesa in mare di alcuni chilometri nel tratto prospiciente l'attuale abitato di Zapponeta. Ciò è suggerito sia da ritrovamenti archeologici subacquei, sia dal riconoscimento in foto aerea di corpi sabbiosi, corrispondenti ad antichi cordoni dunari, il cui orientamento è discordante con l'attuale linea di costa. Durante l'optimum climatico l'area doveva essere densamente popolata. Infatti, il numero complessivo dei siti neolitici noti ammonta ad alcune centinaia, la maggior parte di questi fu frequentata intorno a 7.000 anni fa. La distribuzione dei villaggi permette oggi di individuare con un certo grado di approssimazione il perimetro della laguna costiera, il cui margine interno doveva apparire frastagliato a causa della presenza delle bocche dei fiumi che in essa sfociavano. L'esistenza di una laguna è evidente anche dal materiale rinvenuto sui siti archeologici. Infatti, numerosi sono i ritrovamenti di ceramica denominata "cardiale", le cui decorazioni erano ottenute mediante l'impressione sull'argilla fresca della conchiglia del mollusco lagunare *Cerastoderma edulis*.

Attorno a 5.500 anni fa si verificò un periodo arido che causò radicali mutamenti nel paesaggio del Tavoliere. I siti neolitici vennero abbandonati, i corsi d'acqua divennero meno attivi e la laguna costiera, almeno in parte, si trasformò in una sorta di sabkha, dove l'evaporazione favoriva la precipitazione di cristalli di gesso (Fig. 3.8).

Tra 4.000 e 3.000 anni fa gli insediamenti ai margini della laguna fiorirono nuovamente. Tra i villaggi dauni sono molto conosciuti Coppa Nevigata, Masseria Cupola, Torretta dei Monaci e Giardino. La topografia della laguna doveva permettere l'esistenza di porti lagunari.



Fig. 3.7 - 1) Massima estensione delle aree lagunari durante il Neolitico; 2) linea di costa durante il Neolitico; 3) principali siti lagunari preistorici e protostorici; 4) insediamenti attuali (da SIMONE, 2003, mod.).



Fig. 3.8 - Rosa del deserto ritrovata in località Isola degli Olivi di Torelli, Manfredonia; l'età della formazione di questi cristalli di gesso (circa 5.500 anni) è stata ottenuta mediante datazione al radiocarbonio dei molluschi frammisti alla matrice sabbiosa.

Durante il periodo romano il Tavoliere assunse l'aspetto di una piana arida e poco popolata e la laguna subì una prima drastica trasformazione. Infatti, l'aumento del trasporto solido dei corsi d'acqua causò la suddivisione del bacino in due parti, la più grande delle quali si trovava a sud (Lago di Salpi), la meno estesa a nord (Lago Salso).

Intorno a 1.000 anni fa il Tavoliere appariva spopolato ed incolto, l'area circostante il bacino era, al contrario, densamente popolata. Tra il XIII e il XVI secolo il bacino lagunare divenne più volte una palude, la malaria era ormai endemica e l'uso del territorio era essenzialmente limitato alla pastorizia. A partire dal XVI secolo, l'estensione degli ambienti umidi sulla fascia costiera del Tavoliere può essere dedotta dalla cartografia storica (Fig. 3.9). Nonostante alcuni tentativi di bonifica succedutisi a partire dal XVII secolo, le paludi costiere a sud di Manfredonia sopravvissero fino ai primi decenni del XX secolo, quando furono avviate nuove e radicali opere di bonifica.

Oggi, dell'antica laguna non rimangono che le saline di Margherita di Savoia e la palude Frattarolo, posta fra Siponto e la foce del Candelaro.



Fig. 3.9 - La fascia costiera del Tavoliere in alcune carte storiche; A) Magini, 1620; B) Coronelli, 1688; C) Zatta, 1779 - 1785; D) Marzolla, 1854.

Riferimenti bibliografici

1; 2; 12; 20; 21; 22; 41; 42; 43; 46; 47; 48; 50; 51; 52; 53; 54; 55; 70; 92; 93; 94; 95; 96; 129; 133; 134; 165; 172; 222; 234; 238; 239; 248; 250; 251; 252; 253; 254.

3.2 - LA FOSSA PREMURGIANA

La Fossa Premurgiana si estende a sud della valle dell'Ofanto fino alla piana metapontina ed è confinata ad ovest dal fronte orientale dall'Appennino Lucano e ad est dal rilievo delle Murge (Fig. 1.2 cap. 1). Sotto il profilo morfologico è un'area prevalentemente collinare, caratterizzata da rilievi a tetto piatto con sommità costituite da arenarie e conglomerati e versanti in argilla diffusamente interessati da frane e/o caratterizzati da fenomeni calanchivi. La Fossa Premurgiana insiste in gran parte negli ambiti amministrativi della regione Basilicata; solo la sua porzione orientale,



Fig. 3.10 - Forra scavata dal Torrente Gravina, subito a est dell'abitato di Gravina in Puglia.

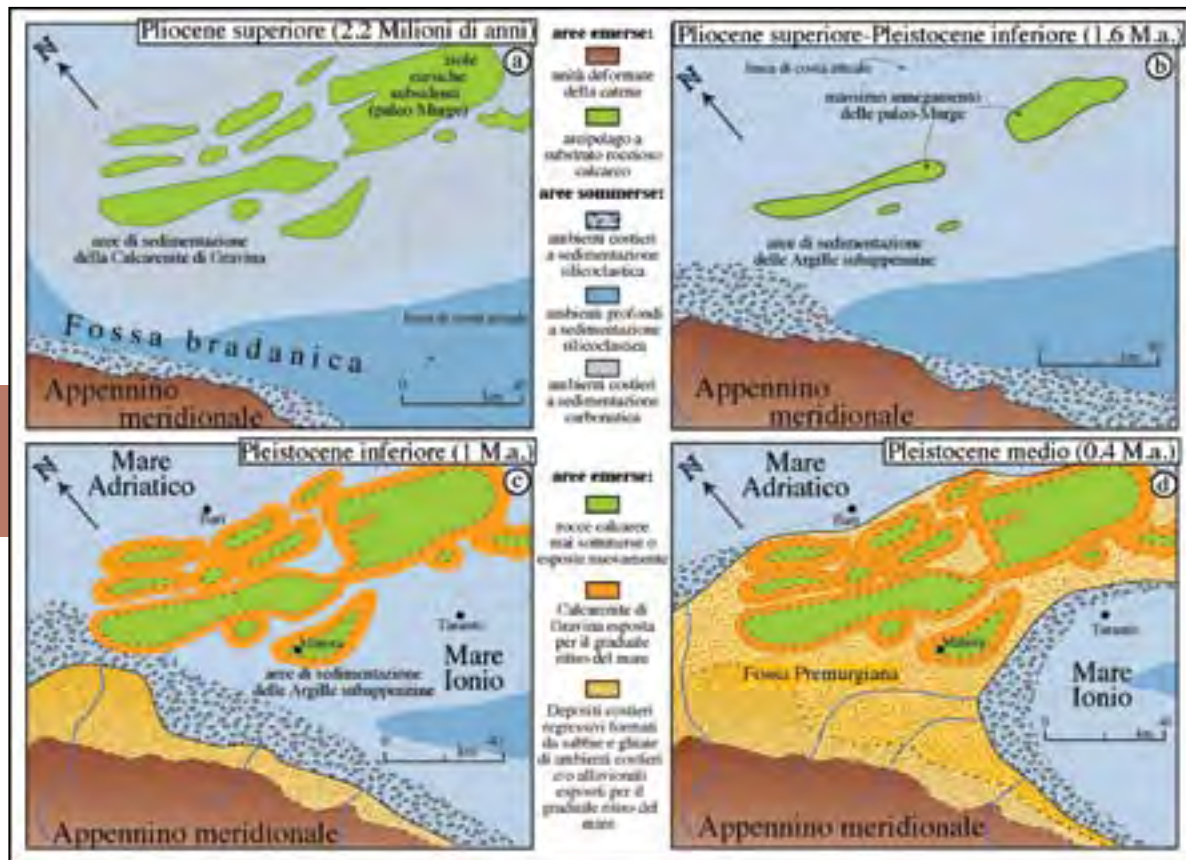


Fig. 3.11 - Schemi paleogeografici della Fossa bradanica a partire dal Pliocene superiore al Pleistocene medio (da TROPEANO, 2003, mod.).

a ridosso della scarpata delle Murge Alte, ricade nella regione Puglia. Quest'ultima porzione può suddividersi in un'area settentrionale solcata dal Torrente Locone e dai tratti superiori dei torrenti Gravina di Picciano e Gravina di Matera, e una parte meridionale attraversata da numerosi corsi d'acqua più brevi fra cui i principali sono: Torrente Galeso, Fiume Lato, Lama di Lenne, Lama di Vite, Fiume Patemisco, Fiume Tara, Chidro. Tutti i corsi d'acqua menzionati presentano la caratteristica di impostare le testate dei bacini idrografici sui versanti delle Murge Alte e di generare in questi tratti le caratteristiche forre (canyon) chiamate localmente "gravine" (Fig. 3.10).

L'attuale paesaggio bradanico è il risultato dell'evoluzione geologica dell'area degli ultimi 2 milioni di anni. In questo intervallo di tempo l'Appennino Lucano costituisce già un'articolata catena montuosa in fase di sollevamento mentre verso est, in corrispondenza dell'attuale regione delle Murge, è presente un arcipelago in fase di progressiva sommersione (Fig. 3.11a). La depressione strutturale compresa fra il fronte della catena appenninica e l'arcipelago, allungata in direzione NO-SE, costituiva la porzione più meridionale dell'avanfossa (Fossa bradanica) che identifichiamo geograficamente come Fossa Premurgiana (Fig. 1.2, cap. 1). Questo braccio di mare, il cui fondale era in lento abbassamento (subsidenza) e permetteva l'accumulo di notevoli volumi di sedimenti argillosi (Argille subappennine) provenienti dalle aree appenniniche, presentava due fasce costiere che si fronteggiavano: una era posta ad occidente, sul fronte della catena montuosa, ed era caratterizzata dalla presenza di spiagge e delta silicoclastici ghiaioso-sabbiosi alimentati dai fiumi

che attraversavano i rilievi dell'Appennino; l'altra era posta ad oriente, sui margini delle isole in progressiva sommersione, ed era caratterizzata da rampe deposizionali carbonatiche alimentate prevalentemente da bioclasti, derivanti da una "produzione" in situ (*carbonate factory*) da parte di paleocomunità biologiche di acque temperate, e localmente da detriti carbonatici erosi dalle isole. L'insieme di tali depositi a composizione carbonatica rappresenta la Calcarenite di Gravina (Fig. 3.11a, b), un tipo litologico (una roccia), noto localmente e merceologicamente come *tufo* o *tufo calcareo*, che caratterizza molte aree murgiane e che rappresenta quindi la testimonianza del progressivo annegamento dell'arcipelago (proto Murge). Nel tempo, alla sedimentazione carbonatica, si sostituisce quella argillosa, che progressivamente, sui versanti delle paleoisole, si sovrappone alle sabbie carbonatiche; questi due tipi di deposito diventeranno la Formazione della Calcarenite di Gravina (in basso) e la Formazione delle Argille subappennine (in alto). Nella porzione assiale della fossa le stesse argille, che in precedenza non riuscivano a compensare la subsidenza (il volume dei sedimenti era inferiore allo spazio di accoglimento degli stessi – come disporre di un vestito di taglia superiore rispetto alla necessità), a partire da circa un milione di anni fa tendono invece a riempire il bacino. Tale inversione di tendenza è dovuta ad un cambiamento del regime tettonico, che porta l'area ad un lento sollevamento tettonico. A causa di tale mutamento la fossa comincia a colmarsi, e sui sedimenti argillosi si depositano sedimenti sabbioso-ghiaiosi di ambiente costiero e/o alluvionale (Fig. 3.11c, d), che in precedenza riuscivano a deporsi solo sul fronte della catena; tali depositi una volta cementati formeranno i cosiddetti Depositi costieri regressivi (Figg. 3.12, 3.13). Questi depositi raggiungono anche le paleoisole delle Murge, sui cui bordi può quindi ora essere osservata l'intera successione stratigrafica dell'avanfossa e definita la sua storia geologica (dalla sua subsidenza al suo colmamento e sollevamento). Con il sollevamento il mare si ritira sia a



Fig. 3.12 - Depositi costieri regressivi rappresentati da arenarie fittamente stratificate ben visibili lungo i versanti della collina posta a ovest dell'abitato di Gravina, in località le Fontanelle.



Fig. 3.13 - Particolare dei Depositi costieri regressivi affioranti nei pressi di Gravina. Si tratta di arenarie laminare, ricche in macrofossili.

nord verso il Golfo di Manfredonia, sia verso il Mare Ionio (Fig. 3.11d). Si costituiscono in tal modo una serie di spianate costiere distinte da piccole scarpate che movimentano la morfologia della superficie di regressione, ben visibili tuttora nell'area metapontina (vedi cap. 7). Questo tipo di paesaggio è il prodotto dell'interazione fra sedimentazione, sollevamento tettonico e fluttuazioni del livello del mare. In generale tutti i depositi regressivi dell'area bradanica risultano diacroni; quelli della Fossa Premurgiana si ringiovaniscono spostandosi da nord a sud, verso il Mare Ionio. Negli stessi tempi, a causa del sollevamento dell'intera area bradanica e delle regioni circostanti, i processi erosivi sia areali che lineari hanno modellato il paesaggio incidendo valli ampie e svasate nei depositi più erodibili argillosi, sabbiosi e ghiaiosi, affioranti prevalentemente nella parte assiale del bacino, e valli strette e incassate ("gravine") lungo il bordo murgiano, dove affiorano le rocce carbonatiche. In alcuni casi l'approfondimento dei corsi d'acqua ha raggiunto il substrato cretaceo, determinando uno spettacolare contrasto di paesaggio fra la parte alta dei versanti (in argilla) e quella bassa (in roccia), come ad esempio nel caso del Torrente Gravina di Gravina (vedi Fig. 3.10 e scheda "Torrente Gravina di Gravina").

Riferimenti bibliografici

1; 2; 3; 8; 57; 69; 80; 95; 101; 115; 128; 215; 237; 240.

4 L'AREA DELLA CATENA APPENNINICA

La Catena Appenninica meridionale è un'area molto articolata, formata da una serie di dorsali allungate in direzione NO-SE, costituite da depositi di litologia ed età differenti, accostati tettonicamente gli uni agli altri durante il fenomeno dell'orogenesi. Corrisponde geograficamente all'area montuosa sudappenninica e comprende nella sua porzione orientale i Monti della Daunia; questi ultimi rappresentano gli unici rilievi appenninici della regione pugliese e raggiungono circa 1150 m di quota.

4.1 - I MONTI DELLA DAUNIA

I Monti della Daunia, noti regionalmente anche con il termine di Subappennino Dauno, comprendono una porzione del fronte appenninico meridionale che ricade in gran parte nella Regione Puglia; si tratta di un'area situata tra il Tavoliere di Puglia (ad est), lo spartiacque appenninico (ad ovest), la valle del Fiume Fortore (a nord) e la valle del Fiume Ofanto, a sud (vedi carta geologica schematica di Fig. 1.2).

Da un punto di vista altimetrico, l'area è rappresentata da un rilievo compreso tra la fascia collinare e quella di bassa montagna, con quote sul livello del mare variabili da poche centinaia di metri fino ad un massimo di 1151 m in corrispondenza di Monte Cornacchia, il rilievo più alto della Puglia.

I caratteri del paesaggio sono quelli tipici del settore orientale dell'Appennino meridionale (Fig. 4.1A-D). Si riconoscono estese aree collinari caratterizzate da forme morbide e tondeggianti modellate su un substrato costituito essenzialmente da rocce tenere e poco coerenti, e rilievi più accidentati che si presentano allungati generalmente in direzione nord-sud, in corrispondenza delle aree di affioramento di rocce più consistenti. Le aree collinari caratterizzate da una morfologia più regolare sono utilizzate in gran parte per colture a seminativo e in minor misura per la coltivazione dell'olivo e del vigneto; le aree più impervie e a quote più elevate invece, sono utilizzate a pascolo o sono ricoperte da boschi o da macchia.

Il paesaggio è ulteriormente modellato da numerose e profonde incisioni legate all'azione erosiva di un fitto reticolo idrografico che alimenta perlopiù corsi d'acqua a carattere torrentizio. Tra



Fig. 4.1 - Aspetti paesaggistici dei Monti della Daunia: A - versante orientale del Lago di Occhito, le aree collinari sono modellate sui terreni delle Marne argillose del Toppo Capuana; B - veduta del versante sud-occidentale di M. tre Titoli a nord di Accadia, si noti il contrasto morfologico tra le creste (aree di affioramento di rocce competenti) e le aree collinari (terreni più facilmente erodibili); C - Versante meridionale dell'altura su cui sorge il Castello Normanno di Deliceto, si osservano strati sub-verticali di rocce lapidee molto competenti appartenenti al Flysch di Faeto. D - forme calanchive modellate nelle Argille Variegata sul versante sud-occidentale del Torrente la Catola.

i bacini idrografici più estesi ricordiamo quelli del Fiume Fortore, del Torrente Cervaro del Torrente Carapelle, del Torrente Calaggio, del Torrente Celone, del Torrente Vulgano e anche se parzialmente quello del Fiume Ofanto. Le valli sono profonde e caratterizzate da un profilo a V e da versanti con estese forme di dissesto idrogeologico; localmente in corrispondenza delle unità argillose si sviluppano forme di erosione calanchive (Fig. 4.2D).

Da un'analisi attenta si evince che il paesaggio di questa regione, oltre che dall'azione antropica e dalle condizioni climatiche, è stato fortemente condizionato da determinanti componenti geologiche (litologia e tettonica).

I Monti della daunia, infatti, fanno parte di un'area della penisola italiana che negli ultimi milioni di anni è stata soggetta a forti tassi di deformazione e di sollevamento in quanto coinvolta da complessi meccanismi orogenetici che hanno portato alla formazione della Catena sudappenninica.

Da un punto di vista litologico e stratigrafico i Monti della daunia sono costituiti da unità rocciose cretaco-mioceniche di composizione e granulometria molto variabile (calcari, argille, arenarie e raramente anche conglomerati) depositatesi in bacini sedimentari e contesti geologici differenti; dall'analisi della loro distribuzione areale si ricava che le differenti unità rocciose si ritrovano in corrispondenza di specifiche unità paesaggistiche (rilievi montuosi e aree collinari).

Le aree collinari a morfologia blanda sono generalmente occupate da rocce a prevalente componente argillosa o poco cementate facilmente modellabili sia dall'azione delle acque che da quelle antropiche. Queste unità argillose sono attribuibili essenzialmente a differenti unità geologiche note rispettivamente con i nomi di Gruppo delle Argille Variegate, Flysch Rosso, Flysch di San Bartolomeo e Marne argillose del Toppo Capuana.

Il Gruppo delle Argille Variegate e il Flysch Rosso (Fig. 4.2A e B) rappresentano le rocce più antiche presenti nei Monti della Daunia; essi sono riferibili a domini paleogeografici di mare profondo riconducibili in qualche modo a bracci di mare cretaco-paleogenici appartenenti al dominio oce-



Fig. 4.2 - Aspetti delle principali unità litologiche affioranti nei Monti della Daunia: A - Flysch Rosso, Cretaco-Aquitano; B - Argille Variegate, Cretaco; C - Flysch di Faeto, Miocene medio; D - Flysch di San Bartolomeo, Miocene medio.

anico della Tetide. I terreni argillosi di queste unità sono di colore variabile dal grigio, al rosso e al verde, contengono sottili intercalazioni di areniti sia a componente silicoclastica che carbonatica e si presentano in un generale assetto caotico. Il colore variegato delle unità in oggetto dipende dal diverso contenuto in percentuale di elementi chimici presenti, il valore del rapporto tra ferro ferroso e ferro ferrico, nonché la presenza di ossido di manganese e di materia organica determina le diverse sfumature di colore nelle argille (grigio, rosso, verde e nero). A quest'ultimo proposito è interessante segnalare che nell'area dei Monti della Daunia è stato ritrovato, durante i lavori di rilevamento geologico svolti per la realizzazione del Foglio 407 "San Bartolomeo in Galdo" della nuova Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000, un particolare livello stratigrafico spesso appena 2 m caratterizzato dall'alternanza di argille bituminose con diaspri noto in letteratura con il termine di "Livello Bonarelli" di età ricadente al passaggio tra il Turoniano e il Cenomaniano; questo livello, sebbene di spessore esiguo, si ritrova con le stesse caratteristiche in diversi luoghi dell'area mediterranea ed è riconducibile ad uno dei più importanti eventi di effetto serra verificatosi sulla superficie terrestre nel Cretaceo.

Le argille di colore grigio e di età Serravalliano-Messiniano sono invece riconducibili alle porzioni pelitiche del Flysch di San Bartolomeo e alle Marne argillose del Toppo Capuana. Queste unità si sono sedimentate nel cosiddetto Bacino Irpino che rappresenta il bacino di avanfossa miocenico della Catena appenninica; l'equivalente ambiente geologico attuale è presente nel Mar Ionio, di fronte al tratto di costa calabro-lucano (Bacino del Sinni, Bacino di Sibari, Canyon di Taranto).

I rilievi più accentuati si ritrovano in corrispondenza delle aree di affioramento delle porzioni più arenitiche del Flysch di San Bartolomeo e del Flysch di Faeto (Fig. 4.2C e D). Il Flysch di San Bartolomeo che costituisce i rilievi più occidentali dei Monti della Daunia è rappresentato da un'alternanza arenaceo pelitica di mare profondo la cui genesi è imputabile a processi torbidity legati a fenomeni di frane sottomarine. La composizione delle areniti costituite da frammenti di rocce granitiche, metamorfiche di basso grado e sedimentarie fanno supporre che l'area di alimentazione doveva essere rappresentata da un'area montuosa tipo quella calabra, costituita essenzialmente da rocce ignee e metamorfiche. Il Flysch di Faeto costituisce le porzioni più orientali dei Monti della Daunia ed è costituito da una potente successione sedimentaria rappresentata da un'alternanza di areniti calciclastiche, marne calcaree, calcilutiti e calcareniti di età Langhiano-Serravalliano. La composizione di questa unità è indicativa di un bacino di avanfossa alimentato da aree di avampese costituite essenzialmente da rocce carbonatiche e riconducibili ai domini geologico-strutturali dell'area garganica e di quella murgiana. Gli equivalenti domini sedimentari attuali si ritrovano nel Golfo di Taranto di fronte alla costa occidentale del Salento (per esempio il Bacino di Gallipoli).

La conformazione del rilievo dei Monti della Daunia è inoltre fortemente influenzata dalle strutture tettoniche. I rilievi più elevati (M. Cornacchia, M. S. Vito, M. Pagliarone, M. Salecchia), infatti, si trovano subito ad ovest di una delle più recenti strutture compressive appenniniche (attiva nel Quaternario) che separa il dominio di catena da quello di avanfossa.

L'influenza delle strutture tettoniche è testimoniata inoltre da altri fattori: i rilievi si sviluppano parallelamente alle principali strutture tettoniche; i versanti presentano acclività diverse a seconda della differente disposizione delle giaciture di strato (strati a frana poggio e strati a reggi poggio), o della diversa posizione dello stesso rispetto ad una piega coricata (sulla porzione dorsale i versanti sono meno acclivi mentre su quella frontale i versanti sono più acclivi).

Riferimenti bibliografici

1; 61; 64; 65; 66; 80; 88; 89; 90; 114; 115; 127; 128; 168; 188; 194; 196; 197; 201; 202; 216; 219; 230.

5 LE FORME CARSICHE

5 - LE FORME CARSIICHE

PREMESSA

Dato per acquisito il concetto che il paesaggio, per via di azioni esogene ed endogene, si evolve nel tempo, in questo capitolo si vuole soffermare l'attenzione del lettore sui paesaggi carsici pugliesi; questi, che sono il risultato del processo carsico sulle rocce calcaree (o più generalmente carbonatiche), risultano diffusi in diverse aree della regione, dal Gargano al Salento, e, pertanto, si ritengono "trasversali" alla suddivisione della regione in aree di paesaggio omogenee e divengono oggetto di questa trattazione separata.

Per chiarimenti o approfondimenti sulle modalità con cui il carsismo modifica il territorio si rimanda alla bibliografia consigliata, e ci si limita, in questa sede, a ricordarne gli aspetti essenziali.

Il processo, di natura chimica, consiste nella dissoluzione di masse di roccia (calcaree nella nostra regione, gessosa in altre regioni) ad opera delle acque meteoriche, e nel drenaggio di queste che passano dalla superficie al sottosuolo, con produzione di cavità sotterranee talvolta grandi e, in rari casi, accessibili e percorribili dall'uomo (grotte). Inoltre, per la reazione chimica inversa che può avvenire in profondità, può aversi la precipitazione in forma cristallina del minerale (*calcite*) disciolto in superficie, che costituisce così nuova roccia calcarea, cristallina, ossia le *concrezioni* che decorano con le più svariate forme le cavità sotterranee.

Si ricordi, unica citazione storica, che il nome del processo deriva da quello del *Carso*, l'altopiano circostante Trieste, dove lo studio di questi fenomeni fu avviato partendo da necessità pratiche ed economiche, come l'approvvigionamento d'acqua di una città mercantile in espansione, unico porto dell'impero austro-ungarico, circondata da un territorio privo di acque dolci superficiali, analogamente alla regione pugliese. È dunque immediato considerare la generale "aridità" della Puglia (ricordando *siticulosae Apuliae* di Orazio) come uno degli aspetti legati alla sua natura geologica.

Eppure le forme del paesaggio non sono limitate a quelle carsiche in senso stretto. Si riscontrano infatti gli effetti di processi diversi, come quelli fluviali e quelli costieri, che si sovrappongono al carsismo; forse la peculiarità, non sempre riconosciuta, di quelli che chiamiamo "paesaggi carsici pugliesi" va individuata proprio in questa commistione e sovrapposizione dei diversi aspetti geomorfologici. Se osservati con la guida di esperti, essi descrivono e rivelano la successione di eventi che costituisce la lunghissima storia geologica della Puglia, aprendo il paesaggio come un vero e proprio "libro" colmo di testimonianze sul passato geologico.

Tra questi segni ci sono quelle che abbiamo chiamato *forme*, con riferimento ad elementi presenti nel paesaggio fisico con varietà di caratteri e dimensioni: una valle, o una "gravina" (Fig. 5.1) che possono avere lunghezze di alcuni chilometri; oppure pochi centimetri quadrati di rocce calcaree che possono racchiudere "micropaesaggi", costituiti da strutture cristalline multiformi (Fig. 5.2), o cesellati di cavità (Fig. 5.3).

La complessità del territorio pugliese costituisce anche il "substrato" delle civiltà che vi si sono succedute, contribuendo anche a plasmare gli aspetti generali oggi osservabili, in cui si riconoscono tratti di "paesaggi culturali" che sono patrimonio storico della regione; alcuni di essi sono anche collocati nel "patrimonio dell'umanità" dell'UNESCO: è il caso di tre siti posti a breve distanza l'uno dall'altro, come i Trulli di Alberobello, il Castel del Monte, su un rilievo dell'Alta Murgia, e i Sassi di Matera (località esterna alla regione amministrativa, ma prossima alla Puglia tanto per la storia quanto per i caratteri geologici).



Fig. .5.1 - Panorama della Gravina di Laterza, la più imponente incisione del versante jonico delle Murge, che nel tratto qui rappresentato si approfondisce per circa 150 m.

Fig. 5.2 - Concrezioni calcitiche di generazioni successive nella Grotta di Pozzo Cucù a Castellana Grotte. *Eccentriche* traslucide si sovrappongono a più antiche stalattiti (Foto D. Lorusso).

LOCALIZZAZIONE

Per focalizzare le “aree carsiche” pugliesi, si rivolga l’attenzione alle tre grandi aree note come Gargano, Murge e Salento, dove le forme del territorio sono state modellate prevalentemente da processi carsici. I tre blocchi di roccia calcarea sopra menzionati appaiono allineati ma disposti a quote decrescenti, dai 1000 m del Gargano, ai 600 delle Murge, ai 200 delle Serre Salentine; li separano le pianure del Tavoliere foggiano (a Nord) e di Brindisi (a Sud).

ASPETTI FONDAMENTALI DEL PAESAGGIO CARSICO PUGLIESE

Le forme che derivano dai processi carsici sono in relazione con le particolari modalità di drenaggio delle acque meteoriche e sono conseguenza del loro scorrimento, tanto in superficie quanto nel sottosuolo.

Si possono elencare partendo da quelle sotterranee (forme *ipogee*), ripercorrendo un filo logico in senso inverso alla direzione del flusso dell’acqua: si inizia dunque dalle cavità sotterranee, che solo in rari casi risultano accessibili all’uomo, e che negli strati più profondi del calcare sono la sede delle falde freatiche, la fondamentale riserva idrica della regione. Le cavità che si aprono alla superficie sono le nostre *grotte*, in taluni casi visitabili in maniera turisticamente organizzata (Castellana è l’esempio più noto, ma ce ne sono



Fig. 5.3 - Forme di corrosione sulle rocce, presso la costa di Polignano (Ba), che costituiscono “micropaesaggi” carsici. Le forme circolari dal bordo rossastro sono fori verticali (i cosiddetti “camini carsici”), riempiti da depositi sabbiosi cementati naturalmente.

anche a Putignano, Ceglie Messapica, Bisceglie, Castro, etc.); ne sono state esplorate oltre 2000, documentate in un "Catasto speleologico regionale", ma questo numero esclude tutte quelle grotte (di gran lunga più numerose) che non hanno uno sbocco in superficie o che risultano troppo anguste per l'accesso degli esploratori (fig. 5.4).

Se la grotta è, o è stata, la via di passaggio dell'acqua verso il sottosuolo, un altro elemento tipico del nostro paesaggio superficiale (forma *epigea*, dunque) è la *dolina*, che funge da "collettore" per le acque superficiali, convogliandole nelle cavità sotterranee.

Le *doline* sono forme depresse facilmente individuabili sulle superfici carsiche. Il termine è stato introdotto nella nomenclatura scientifica dalla lingua slava, e sta ad indicare una "piccola depressione". Esse hanno pianta generalmente circolare o ellittica, sono isolate o raggruppate, anche fittamente fino a ricoprire aree più o meno vaste dette "campi a doline". Rappresentano un "elemento diagnostico" che consente di riconoscere in superficie il processo carsico. Hanno forme e dimensioni diverse, da pochi metri a centinaia di metri. Se ne contano circa 500 sull'Alta Murgia, e più di 3000 sul Gargano (Fig. 5.5), dove in alcune zone si concentrano con una densità di oltre 100 per chilometro quadrato.

Ma tra queste forme la vera singolarità morfologica è rappresentata da alcune doline di dimensioni eccezionali, dette *Puli* sulle Murge (Fig. 2.9) e *Pozzatina* sul Gargano; si tratta di depressioni approssimativamente cilindriche o a pianta poligonale, che raggiungono i 600 m di diametro e i 100 di profondità, con forme aspre e versanti anche verticali; sono state interpretate come effetti del crollo di grandi cavità sottostanti, o, meglio, della combinazione di più episodi di crollo e dissoluzione. Si tratta comunque di forme che tuttora necessitano di studi più approfonditi. Se ne



Fig. 5.4 - Esplorazione dell'abisso Montenero-Dellisanti sull'Alta Murgia (Minervino Murge): un difficile passaggio in strettoia, molto comune nelle "normali" grotte pugliesi (Foto G. Ragone - Cars).

contano appena cinque in tutta la regione: il Pulo di Altamura, il Pulicchio di Gravina, il Gurgo di Andria, il Pulo di Molfetta e la Pozzatina di San Nicandro Garganico; per le loro dimensioni e le forme aspre delle pareti rocciose, costituiscono degli ambienti rupestri che risaltano nel paesaggio.

A scala maggiore delle doline, tra i rilievi carbonatici, si riconoscono depressioni più estese, pianeggianti e con caratteri differenti in ciascuno dei distretti carsici pugliesi. Nel Salento si riconosce la forma piatta ed allungata del *polje* (altro termine di origine slava), come quello di Acquarica-Presicce. Questo termine, nell'accezione più ampia, indica vasti (da alcuni fino a centinaia di kmq) pianori situati al margine o tra i rilievi carsici, da cui si distinguono per la forma piatta e depressa, i depositi al fondo (di suolo o alluvionali), il regime idraulico che ne consente l'allagamento temporaneo, e i bordi rettilinei delineati da strutture geologiche. Sarebbero assimilabili a queste forme anche i *piani* dell'Alta Murgia, che costituiscono in parte un relitto del più antico paesaggio carsico (v. più avanti). Nelle Murge sud-orientali, la forma più evidente di questo tipo è il Canale di Pirro, che taglia l'altopiano come un'ampia valle (lunga ben 12 km e larga mediamente 1 km), non priva di un certo pregio estetico grazie alla veduta inconsueta della lunga prospettiva di versanti acclivi e depressioni ondulate.

Sul Gargano il caso più noto, ma non unico, è rappresentato dal Pantano di S. Egidio. Tale depressione è allineata, per oltre 40 km, con una serie di altre strutture (o "morfostrutture"), tra le quali il vallone della Carbonara e la valle di Stignano; l'allineamento appare riconoscibile dall'aereo, più che da terra, come un netto solco rettilineo che taglia nettamente il promontorio.

Tra grotte, doline, valli, sembrerebbe che le forme dominanti i paesaggi carsici siano quelle cave, i *vuoti*, e ciò è in parte vero, poiché il carsismo è un processo di *corrosione* delle rocce.

Nondimeno i rilievi, ciò che "sporge" dalle depressioni, possono anche presentarsi con forme peculiari: nel panorama quasi tabulare degli altopiani pugliesi, le colline si elevano per poche decine di metri senza dar forma alle rocce torreggianti di certi paesaggi carsici tropicali (Cina meridionale, Cuba, Puerto Rico, p.es.), mostrando piuttosto bassi dossi arrotondati compresi tra le valli prive di corsi d'acqua (v. seguito) o posti sull'orlo di scarpate. In alcune ristrette località del Gargano e delle Murge alte (Fig. 5.6) risaltano, d'altra parte, le sommità di rilievi che, a ben guardare, ricordano dei coni molto ribassati (con una base molto ampia rispetto all'altezza). Forme da alcuni riconosciute come coniche e la cui genesi è riconducibile a processi analoghi a quelli tuttora attivi nella fascia intertropicale. Processi attivi, dunque, anche nella nostra regione in tempi remoti (si parla dell'era Terziaria, o Cenozoica) le cui maggiori testimonianze sarebbero ancora riconoscibili nel paesaggio.

Quanto detto torna a ribadire il concetto di un paesaggio "dinamico" in continua trasformazione verso un equilibrio con i fattori che lo modificano. Non sarà questa la sede per analizzare le dinamiche di trasformazione della crosta terrestre, che sono oggetto delle Scienze della Terra, ma un cenno soltanto va fatto al fattore che primariamente determina tali trasformazioni sui terreni *carsici*: l'acqua, con la sua capacità solvente nei confronti delle rocce calcaree che costituiscono l'ossatura della regione pugliese. L'acqua, che risulta dunque, paradossalmente, l'agente modellatore di un territorio che spicca proprio per la mancanza o scarsità di questo elemento.

L'acqua è anche, ovviamente, l'agente che ha modellato un reticolo idrografico anche sui terreni carsici, con vere e proprie valli, oggi visibili, ma generalmente asciutte. Valli che qui vengono chiamate *lame*, o *gravine*, o *canali*, alle quali non corrisponde il nome di un vero e proprio corso d'acqua. Infatti solo in coincidenza di piogge particolarmente intense i flussi d'acqua superficiali si riattivano, destando l'attenzione della cronaca per gli effetti spesso disastrosi che producono sulle aree urbanizzate e sulle colture.



Fig. 5.5 - Altopiano centrale del Gargano: un tipico "campo di doline" in località "Le Murgie" (a NW di S. Giovanni Rotondo); i depositi di terre rosse sul fondo delle piccole depressioni a contorno grosso modo circolare spiccano in un paesaggio steppico e roccioso, povero di vegetazione arborea (Foto Archivio Gruppo Speleologico Dauno - Foggia).



Fig. 5.6 - Rilievi conici dal profilo molto ribassato e *piani* con depositi di suoli bruni si alternano sulle zone alte della Murgia di NW (Monte Caccia, m 679 s.l.m.).

Per via della presenza di queste valli, in vaste porzioni dei territori considerati il carsismo non appare il fenomeno prevalente, come ci si aspetterebbe. L'attività fluviale e torrentizia ha plasmato le forme delle superfici con intensità non minore, e in molti casi obliterando o "tagliando" forme carsiche preesistenti, come doline e grotte, costruendo paesaggi ed *habitat* rupestri piuttosto variati ed articolati, in altre parole dotati di una elevata *geodiversità*.

PARTICOLARITÀ NEL CARISMO PUGLIESE

Una citazione, sia pur veloce, va dedicata a fenomeni ed aspetti del carsismo meno comuni, e per questo attraenti per chi esplora il paesaggio geologico. Di seguito vengono raggruppati per categorie geomorfologiche, lasciando che i nomi delle località siano di stimolo al lettore-esploratore che voglia inserire nelle sue escursioni alcuni esempi di questo patrimonio geologico ancora poco conosciuto, anzi, troppo spesso maltrattato; con ciò egli potrà meglio approfondirne la conoscenza, anche con l'ausilio di ulteriori spiegazioni reperibili in bibliografia.

Le forme "paleocarsiche"

Il nome si riferisce a processi carsici non più attivi, bensì attivi nel passato geologico. Forme e superfici rimaste quasi intatte per decine di milioni di anni (dal Cretaceo), perchè sepolte sotto successivi strati di roccia, sono state recentemente riesumate artificialmente per lo sfruttamento minerario delle *bauxiti*, a Spinazzola (la Murgetta Rossa) (Fig. 5.7) come a San Giovanni Rotondo. Attualmente questi fenomeni in gran parte sepolti sono visibili in poche e ristrette aree. Costituiscono dunque dei particolarissimi paesaggi carsici, che in alcuni casi, per le vivaci sfumature cromatiche dei depositi di *terra rossa*, attirano l'attenzione indipendentemente dalla conoscenza del loro significato paleogeografico. Unitamente alla miniera di *bauxite* di Otranto (v. foto di copertina), rappresentano anche una testimonianza storica di attività economiche e tecnologie ormai dismesse a cui erano legati aspetti della "cultura materiale", della vita quotidiana e del lavoro di numerose famiglie della nostra regione.

Nei suoli rossi, detti *terre rosse* anche nel linguaggio scientifico, si concentrano i minerali del ferro (ossidi e idrossidi) che, presenti in quantità minima come impurità nei calcari, non sono disciolti dall'acqua, come invece avviene per la *calcite*, il minerale che costituisce in massima parte le rocce. Sono perciò detti "residuo insolubile". Grandi concentrazioni di terre rosse, come quelle sopra citate della Murgetta Rossa, si spiegherebbero con trasporto ed accumulo ad opera

dell'acqua o del vento di quei materiali residuali. È anche vero che, considerata la scarsità di tali minerali nei calcari delle Murge, la loro quantità andrebbe spiegata anche con la disaggregazione di rocce diverse dai calcari in clima tropicale e in un contesto geografico (risalente a 80-100 milioni di anni fa) profondamente diverso dall'attuale, che richiamerebbe più gli attuali paesaggi africani che quelli mediterranei.

È anche da ricordare brevemente che la maggior parte delle forme carsiche (grotte, inghiottitoi), nei calcari di età cretacea, si è evoluta da un'eredità di forme paleocarsiche; il risultato, dunque, di processi che durano da decine di milioni di anni, interrompendosi e riattivandosi ciclicamente. Gli effetti più recenti e visibili del carsismo, nel Quaternario, si sono sommati in molti casi a quelli paleocarsici, con l'effetto, ad esempio, dell'approfondimento o della riapertura di grotte già riempite, fenomeni che avvengono ancora ai nostri giorni.

I colori dei suoli

I terreni ricchi di ossidi ed idrossidi di ferro (talvolta di *allumina*, come nel caso delle *bauxiti*) hanno un colore tendente al rosso che spicca, tra le rocce chiare e la vegetazione, nei panorami carsici pugliesi. Le campagne intorno a Castellana Grotte, fino al litorale adriatico e alle Murge di Martina Franca, al pari delle Serre del Salento e dell'altopiano garganico presentano questo colore marrone-rossiccio come substrato paesaggistico; questo è un aspetto "classico" dei paesaggi carsici tanto alle nostre latitudini quanto nella fascia tropicale. In realtà, a ben guardare, questo non è sempre vero in Puglia.



Fig. 5.7 - Murgetta Rossa (Spinazzola): il distretto minerario ormai dismesso rivela antiche depressioni carsiche (fossili) riesumate dagli scavi per l'estrazione delle terre rosse bauxitiche. Tali forme, come il piccolo rilievo conico in primo piano, sono parte di paesaggi sepolti risalenti all'era Mesozoica.

L'Alta Murgia, in particolare, presenta coperture di suoli bruni (Fig. 5.6), sovrapposti alle terre rosse.

A volte, in seguito a violenti acquazzoni, i versanti e le valli sono percorsi da flussi d'acqua che erodono e ridistribuiscono le particelle del suolo più a valle; dopo simili eventi, i depositi di suolo si presentano con striature nere: queste sono costituite da concentrazioni di granuli scuri, similmente a quanto si osserva su alcuni litorali sabbiosi (p.es. tra Margherita di Savoia e Zapponeta). Tali minerali derivano dagli antichi depositi prodotti dalle fasi esplosive del vicino vulcano Vulture, ormai estinto ma attivo nel Pleistocene (tra 800.000 e 300.000 anni fa). Gli stessi minerali possono ritrovarsi in grotte e sacche di terra nei calcari, "trappole" che hanno custodito sino ai giorni nostri queste testimonianze (Fig. 5.8) di una passata realtà geologica, inconsueta per il paesaggio carsico pugliese che conosciamo.

Stessa origine possono avere alcune zone di colore violaceo nei suoli delle lame murgiane (ad es. presso Altamura), dove i minerali vulcanici avrebbero cambiato colore con l'alterazione, o alcuni depositi di *cineriti* di incerta origine, come nella dolina presso Monte Scorzone o quello color avorio nella dolina presso Mass. Vannella (Martina Franca), o le cosiddette pozzolane nel sud-est barese (tra Rutigliano e Alberobello); infatti, dopo il Vulture, anche le eruzioni dei Campi Flegrei e del Vesuvio hanno ricoperto di prodotti vulcanici i suoli della nostra regione.

Le grotte

Grotte, capoventi, gravi, vore, inghiottitoi, ed altri ancora, sono i tanti sinonimi che indicano le cavità sotterranee prodotte dal carsismo. Le Grotte di Castellana sono oltremodo conosciute e descritte, al pari della Zinzulusa sulla costa salentina, ma non sono meno affascinanti numerose altre cavità, anche accessibili, che racchiudono paesaggi sotterranei meno conosciuti e altrettanto sorprendenti. Moltissime, d'altro canto, risultano accessibili solo ad esperti speleologi per via delle difficoltà tecniche o delle esigenze di tutela ambientale.

Ad esempio, è possibile l'accesso per visite guidate alle Grotte di Santa Croce, presso Bisceglie (Ba), alla Grotta del Trullo, a Putignano, e a quella di Monte Vicoli, a Ceglie Messapica, tutte, tranne la prima, ricche di concrezioni che testimoniano la loro lunga storia geologica e rivelano anche delle rarità sorprendenti dal punto di vista scientifico (Fig. 5.9). Per un'altra notissima grotta, quella che custodisce *l'uomo arcaico* di Altamura, dovrebbe essere possibile la visita telematica. Altrettanto non si può dire delle grandi *gravi* (i fenomeni più imponenti del carsismo), cui si accede solo nell'ambito di spedizioni speleologiche, ma i cui ingressi in alcuni casi costituiscono da sé un impressionante elemento nel paesaggio: tanto vale per le gravi di Faraualla, di Previticelli e del Cavone, sull'Alta Murgia, che precipitano a profondità di 250, 130 e 90 m attraverso ingressi "ad imbuto". Solo un ricordo, testimoniato da foto d'epoca, per la grave della Ferratella, che è la più profonda della Puglia (320 m in verticale), ma è ostruita dal 1980. Sul Gargano la Grava di Zazzano (presso S. Marco in Lamis, prof. 95 m), e quella di Campolato (presso S. Giovanni Rotondo, profonda 300 m e lunga 1.1 km); nel Salento la vora Bosco alla profondità di 72 m dal piano campagna, raggiunge la falda freatica.



Fig. 5.8 - Particelle di terra, prelevata presso la Grotta di Santa Croce (Bisceglie), viste al microscopio dopo setacciatura e lavaggio. Si riconoscono numerosi cristalli di origine vulcanica, di dimensione submillimetrica, che hanno ancora la forma originale e gli spigoli vivi; sono probabilmente caduti qui a seguito di esplosioni del Vulture nel Pleistocene e fossilizzati nelle cavità dai depositi carsici.



Fig. 5.9 - Grotta di Monte Vicoli (Ceglie M.): concrezioni complesse formatesi con eventi successivi di precipitazione e fratturazione. Noto la stalagmite inclinata, su cui ne sono cresciute altre verticali.

Anche in numerose piccole cavità, del tutto estranee ai percorsi turistici, la visita si può rivelare interessante quando viene corredata da spiegazioni circa il significato e la "storia geologica" dei fenomeni osservabili. Questi piccoli ambienti ipogei, sconosciuti ai più, sono reperibili attraverso le associazioni che si occupano della pratica e della divulgazione della speleologia, le quali aggiungono ogni anno nuove decine di scoperte.

Tra le "nuove scoperte" di qualche tempo fa, ci sono alcune tra le più belle ed importanti grotte

della regione, come quelle delle cave di Sant'Angelo e di Zaccaria, presso Ostuni, meritevoli di particolare tutela per la ricchezza di fragilissime concrezioni, ed entrambe di difficile accesso per via di strettissimi passaggi, aspetto comune a gran parte delle grotte pugliesi (Fig. 5.4). Alle testimonianze geologiche si affiancano anche importantissimi ritrovamenti archeologici nella Grotta dei Cervi di Porto Badisco (Le) (detta anche la Cappella Sistina del Neolitico, per il suo patrimonio d'arte preistorica), nella Grotta di Santa Maria di Agnano, che ha restituito i resti della "donna di Ostuni" (risalenti a 20000 anni fa), nella Grotta Paglicci, presso Rignano Garganico (Fg) e nella già citata grotta di Santa Croce (con reperti paleolitici, neolitici e storici).

Per i casi sin qui citati si tratta, come accennato brevemente, di cavità carsiche sviluppatesi all'interno di rocce calcaree compatte. Esistono nella regione anche rocce calcaree di età più recente, di gran lunga meno compatte (le *calcareeniti*), nelle quali si concentrano cavità in gran numero, chiamate anche grotte e generalmente riferibili a frequentazione umana storica e preistorica. Di certo il fattore geologico (presenza di rocce facilmente scavabili) è stato fondamentale nell'agevolare l'opera delle popolazioni che hanno scavato ed abitato questi insediamenti, per cui la loro presenza nel paesaggio si pone a cavallo tra l'aspetto fisico e quello storico.

Dunque, oltre al processo carsico, anche l'opera dell'uomo ha modellato queste rocce e quelle "grotte". Alcune sono note come cripte, laure, chiese rupestri, o frantoi, quando destinate a tale uso, e tali nomi testimoniano la prevalenza del fattore umano nella creazione o modificazione degli ipogei. Talora sono anche raggruppate in gran numero, costituendo delle vere e proprie cittadelle ipogee, ormai abbandonate. Prima che Matera, esistono in Puglia insediamenti ipogei in tutta la cosiddetta "area delle gravine", da Gravina in Puglia a Ginosa e Grottaglie, ma vanno ricordati alcuni insediamenti rupestri "minori" oggi quasi dimenticati e, forse per questo, ancora portatori di un certo fascino dell'esplorazione e della scoperta; qui se ne ricordano solo alcuni, esemplari per il valore scenico del paesaggio fisico, poiché farne un elenco richiederebbe un testo ad essi interamente dedicato.

Le numerose piccole grotte del Garagnone, presso i ruderi dell'omonimo castello (v. scheda), sono un aspetto ai più ancora sconosciuto del paesaggio della grande scarpata che delimita a Sud l'altopiano delle Murge Alte. La loro esistenza è legata ai processi geologici che accompagnano la formazione

di una scarpata di origine tettonica, la quale si evolve con la degradazione della roccia e la deposizione di materiali sciolti ai piedi del versante. Questi materiali, frammenti calcarei cementati con terra rossa, costituiscono una roccia rossastra detta *breccia*, che viene scavata facilmente tanto dall'acqua (Fig. 5.10), quanto dall'uomo, il quale ha ampliato cavità forse preesistenti, adattandole ai suoi scopi. Analoga origine, legata all'azione dell'uomo su piccole cavità naturali, potreb-



Fig. 5.10 - Piccola cavità naturale (pseudocarsica) sviluppatesi nelle brecce di versante presso il Garagnone (Alta Murgia).



Fig. 5.11 - Una delle cale, piccole insenature corrispondenti al prolungamento in mare di valli (lame) costiere, con piccole grotte al livello del mare rielaborate dal moto ondoso (presso Ostuni). La caduta di porzioni della volta caratterizza l'evoluzione di questi ambienti. I grandi massi proteggono le grotte temporaneamente, mentre vengono progressivamente demoliti dalle onde.



Fig. 5.12 - Esempio di forme carsiche costiere: il "ponte naturale" della grotta di Sella (detta anche di Stella, n. 55 del catasto speleologico regionale), presso Polignano a Mare, ripreso durante l'escursione didattica della SIGEA (21.4.2008) con gli studenti dell'I.I.S.S. "G. Galilei" di Monopoli.

bero avere le decine di grotte che si trovano nella calcarenite nel sito Madonna di Grottole, presso la cala San Vito di Polignano, le Grottelline di Spinazzola, etc.

I fenomeni naturali sarebbero d'altra parte prevalenti nel modellare le stesse rocce calcarenitiche affioranti lungo estesi tratti di costa della regione, e creando interessanti forme del paesaggio. Tra queste, le numerose piccole insenature, o *cale*, che corrispondono allo sbocco di brevi o brevissime incisioni (alcune non raggiungono il chilometro) dai ripidi versanti, localmente denominate *lame*. Esse si riscontrano in differenti tratti del litorale pugliese, ad esempio tra Polignano e Brindisi e lungo la costa del leccese. La presenza di rocce diverse, di grotte accessibili dal mare, e di sorgenti d'acqua dolce presso la costa o sotto il livello marino, arricchiscono di peculiari caratteristiche questi paesaggi costieri. I numerosi fori carsici (come in Fig. 5.3), ad esempio, che in alcuni casi producono il sollevamento di sbuffi di acqua marina in pressione durante le mareggiate; o le "grotte marine", antri imponenti o, più comunemente, budelli che si addentrano nella roccia tenera in corrispondenza del livello del mare. Si tratta in genere di cavità instabili, la cui evoluzione avviene infatti per crolli della volta che ne provocano l'ampliamento insieme con l'arretramento della linea di costa (Fig. 5.11), dove il moto ondoso demolisce i blocchi crollati e, in taluni casi, le grotte stesse (esemplare il caso di Cala Corvino). Tra gli esempi di tali fenomeni, la Grotta di Sella (v. scheda) presso Polignano, col suo spettacolare "ponte naturale" (Fig. 5.12), testimone del crollo della volta della grotta costiera sottostante: vista dall'alto è un foro circolare nella roccia, attraverso cui si vede il mare. Analogamente, ma su rocce calcaree, si verificano processi di modellamento di grotte e demolizione, localizzati lungo le coste rocciose nel Gargano e nel Salento, con l'eccezione della falesia di Ripalta (presso Bisceglie).

Forme superficiali (valli, doline e laghi)

La particolarità delle valli presenti sul territorio carsico va osservata unitamente alla loro rilevanza paesaggistica, soprattutto nel confronto con la forma generalmente pianeggiante delle superfici adiacenti.

Con riferimento alle *lame* sopra citate, la fascia retrostante tali tratti di costa è caratterizzata da numerose incisioni vallive, con versanti ripidi e a tratti verticali, che sono anche importanti habitat naturali, isolati tra coltivazioni intensive ed aree urbanizzate. La Lama Incine (Fig. 6.9), tra Monopoli e Polignano, colpisce lo sguardo percorrendo la strada litoranea, e si coniuga all'aspetto storico-culturale del paesaggio, ove discende verso l'antica torre costiera cui dà il nome, in un tratto di litorale letteralmente cesellato da fenomeni carsici a piccola scala (cfr. Fig. 5.3), tra cui alcune sorgenti d'acqua dolce quasi nascoste presso il livello del mare.

Più note, e certamente più imponenti, sono le analoghe valli del versante meridionale delle Murge, dirette verso il litorale tarantino e meglio note come *gravine*. Se quella di Laterza spicca tra le altre per le dimensioni, essa merita anche un'escursione guidata (anche per ragioni di sicurezza) alla scoperta degli aspetti naturali e storici delle sue piccole ma numerose grotte, al pari delle altre numerose gravine. Nella gravina di Riggio, presso Grottaglie, oltre all'interessantissimo insediamento rupestre, condizionato dalle peculiarità geologiche del luogo, è possibile la visione, eccezionale per la Puglia, di una cascata (v. scheda) lungo il modesto corso d'acqua.

Tra le doline, sono già stati segnalati i *puli*, ed è anche il caso di osservare che il Pulicchio di Gravina fa parte del ristretto comprensorio delle più grandi doline delle Murge, affacciato, tra l'altro, sullo spettacolare panorama della Fossa bradanica, visibile dal ciglio di un'alta scarpata (circa 300 m di dislivello) che fa da limite fisico all'Alta Murgia. Alle forme aspre (dovute a crolli) del Pulicchio si affiancano quelle arrotondate (dovute a dissoluzione) delle grandi doline di

Gurlamanna, di Grave Tre Paduli ed altre ancora, che creano un paesaggio ondulato colonizzato dalla *pseudosteppa*. Alcune doline sono anche sede di allagamenti periodici, durante le stagioni piovose, ed assumono quindi un supplementare valore ecologico e, molto probabilmente, storico e culturale, in un paesaggio normalmente arido come quello carsico mediterraneo.

Va dunque citato l'aspetto non meno peculiare (ed anche effimero, nel contesto climatico attuale) dei "laghetti carsici", per i quali ha anche un senso chiedersi in qual misura la loro sussistenza sia stata aiutata dall'opera dell'uomo. "Tre Paduli" è appunto un toponimo che deriva dalla presenza di accumuli d'acqua temporanei, come pure i molti nomi come "padule" e "lago" che oggi potrebbero suscitare perplessità, se visti nel paesaggio arido murgiano. In molti casi si riferiscono a depressioni che ospitavano acqua in un passato storico, ma attualmente non più (ne è un esempio il Lago di Battaglia, presso Cassano Murge). Altri laghetti non mancano sul Gargano e nelle Murge di Sud-Est, dove si concentrano nei dintorni di Conversano in corrispondenza di un'area ricca di modeste depressioni carsiche "chiuse" con depositi impermeabili (argillosi). Molti di essi vanno scomparendo per varie ragioni, ma costituiscono importanti e rare isole ecologiche, dove è possibile, nel poco usuale panorama "umido", osservare specie animali e vegetali attratte dall'acqua. I pochi laghetti carsici, come le ancor più rare sorgenti, hanno segnato la storia del popolamento della regione, e sopravvivono come elementi e prove di una *geodiversità* a sostegno della *biodiversità* nel complesso sistema-paesaggio, naturale e culturale, carsico della Puglia.

Riferimenti bibliografici

4; 16; 19; 49; 63; 72; 73; 74; 106; 107; 110; 111; 126; 170; 171; 178; 185; 199; 207; 208; 220.

6 LE GRAVINE E LE LAME

6 - LE GRAVINE E LE LAME

A partire dalle parti più alte delle Murge decine di incisioni più o meno profonde segnano il paesaggio pugliese come se fossero profondi graffi nelle coperture carbonatiche Plio-Pleistoceniche ma incisi spesso sino ai calcari mesozoici del basamento (Fig. 6.1). In tutta la Puglia a sud dell'Ofanto sono chiamate "gravine", termine che con la durezza della sua fonetica fa subito materializzare nella mente di chi lo pronuncia l'asprezza di una forma del paesaggio da molti immediatamente ricollegata al carsismo ma che con esso poco, o nulla, ha a che fare. Sebbene, evidentemente, da un punto di vista puramente estetico esse richiamino i grandi "canyons" modellati dalle acque dei grandi fiumi nordamericani, o, più in piccolo, le equivalenti forme - da un punto di vista genetico, non certo dimensionale - riconoscibili un po' in tutto il Sahara e lì indicati come "ouadi", o ancora i profondi "gorges" delle Alpi francesi, troppo spesso la diffusa presenza del fenomeno carsico in Puglia ha portato a considerare le gravine, quali canyons carsici. Di carsico esse hanno nulla: non certo i grandi sprofondamenti, i ponti naturali o, ancora, le lunghe grotte coassiali che invece marcano il profondo corso del Timavo, quando le acque di quel corso d'acqua carsico abbandonano il flusso ipogeo per correre a cielo aperto, pur strette fra pareti ripide, per poi immergersi nel buio dell'ambiente ipogeo.

Le nostre "gravine", nelle attuali condizioni climatiche, hanno poche acque che saltuariamente però scorrono con impeto ed alta energia, alimentando in tutta la regione quel fenomeno che ovunque è chiamato "mena", o al plurale "mene". In altre condizioni climatiche esse hanno fatto fluire più o meno grandi quantità di acque, in funzione di quelle disponibili al bilancio idrologico.

Indicate anche nella cartografia ufficiale con i termini di "canalone", "lama", "forra", "vallone", in effetti, da luogo a luogo, lungo tutta la fascia costiera della Puglia, esse cambiano di dimensione e all'occhio attento anche di forma. Diversi Autori hanno cercato di coniugare le dimensioni al termine usato per indicarle; non è la via corretta: la dimensione non è una chiave di interpretazione di

Fig. 6.1 - Un dettaglio del ripido versante della Gravina di Castellaneta (Taranto) sul quale è arroccato il centro storico del capoluogo pugliese.



un processo controllato invece da una dinamica funzionale complessa. I processi che le hanno generate sono tanto articolati da richiedere per le forme considerate come "gravine" almeno la formulazione di due interpretazioni genetiche, con tutte le vie intermedie che sono proprie della classificazione delle forme dell'ambiente fisico.

Ma andiamo con ordine e, come primo passo, proviamo a riconoscere la loro forma.

Dai limiti occidentali della Provincia di Taranto verso Ginosa, Laterza, Castellaneta, ad ovest di Mottola, e con eccezione, a Statte, le gravine sono incise per la grande maggior parte della loro profondità - sino ad un centinaio di metri - nei calcari Mesozoici con l'andamento serpeggiante tipico di un meandro incassato. Non stupisce quindi il nome della Gravina di Statte indicata come Gravina di Leucaspidi, il serpente bianco (Fig. 6.2). Il loro profilo trasversale è generalmente marcato da un profilo a "V", stretto, sebbene sub-verticale nella parte più alta. Il profilo longitudinale è invece prossimo ad un ramo di iperbole poco concava teso a completare a monte l'erosione regressiva e, nella sua parte a valle, a raggiungere il livello di base locale. Sul fondo, inciso direttamente nei calcari, sono assenti significativi spessori di alluvioni o di depositi colluviali; spesso, nei calcari in cui è inciso, esso è marcato dalla presenza di successioni di bassi salti di quota - corrispondenti a piccoli *knick points* controllati dai caratteri litostrutturali dei calcari - e da marmitte di eversione (Fig. 6.3). Con i caratteri appena descritti sono anche tutte quelle, invero meno belle e maestose, che incidono i calcari affioranti lungo la costa adriatica e che hanno la loro più affascinante espressione nella "gravina" di Polignano.

Ad est di Mottola il paesaggio dominato dai calcari viene sostituito dalle calcareniti, quelle dell'Unità nota come Calcarenite di Gravina, coperte a più quote dai depositi terrazzi marini. Da Mottola sino a Grottaglie lungo il litorale ionico e da Carovigno sino a Monopoli lungo quel-



Fig. 6.2 - L'incisione della Gravina di Leucaspidi fra Taranto e Statte.



Fig. 6.3 - Marmitte di eversione e canali modellati dal flusso torrentizio sui calcari in affioramento sul fondo della Gravina di Leucaspidi presso Statte (Taranto).

lo adriatico, le "gravine" e le "lame" sono incise per la maggior parte del loro spessore nelle calcareniti. Fa eccezione, unica, la già ricordata gravina di Leucaspidi nei pressi di Statte invece quasi completamente incisa nei calcari, qui molto fratturati. Salvo quest'ultima, che conserva i caratteri prima descritti, queste altre "gravine" hanno caratteri morfologici profondamente diversi pur non essendo in assoluto, solo, più piccole. La loro profondità non supera la quarantina di metri e in genere hanno uno sviluppo lineare minore ma, come quelle precedentemente descritte, hanno un andamento serpeggiante, sinuoso. Ben diverso è invece il loro profilo trasversale: i versanti e il fondo segnano una scatola, una U con fianchi spesso a gradinata; lungo di essi sono estremamente diffusi i movimenti gravitativi tipici delle frane da crollo di singoli, grossi blocchi di calcarenite (Fig. 6.4). Il profilo longitudinale è più assimi-

labile ad un ramo di parabola con una alta cascata ospitata in una conca nell'area di testata (Fig. 6.5); in effetti lungo di esso si riconoscono più profili longitudinali, limitati da tanti *knick points* con cascate alte sino ad una quindicina di metri, che vanno a segnare nella loro continuità lineare un profilo discontinuo, a salti, non normalizzato. Il fondo, solo quando l'incisione è approfondita sino ai calcari, è segnato da marmitte e cascatelle; normalmente, invece, esso è segnato da una spolverata di depositi alluvionali e da un significativo spessore di depositi colluviali.

Questi caratteri morfologici non possono che essere indizi di una differente genesi di forme che non sono uguali o diverse solo perché differenti dimensionalmente.

Le "gravine", le "lame", i "valloni" con profilo a V sono a tutti gli effetti simili ai *canyons* nordamericani, solchi di sovrapposizione modellati dal fluire dell'acqua in regioni in sollevamento tettonico, con tendenza all'approfondimento adattando il loro profilo di equilibrio al livello di base rappresentato dal livello del mare (Fig. 6.6). Il sollevamento regionale delle Murge interferendo con i ciclici abbassamenti del livello eustatico del mare, ha permesso che quelle acque, la cui quantità è stata condizionata da variazioni climatiche, scorrendo incanalate ed incassate, approfondissero il loro effetto erosivo sino a disegnare le bellissime e selvagge gravine di Laterza (Fig. 6.7), di Ginosa, di Castellaneta forse le più belle, sicuramente le più maestose, fra queste forme del paesaggio fisico; esse sono tutte protette dalla legislazione regionale che ha istituito il Parco



Fig. 6.4 - Crolli di blocchi calcarenitici lungo i fianchi in destra orografica della Gravina di Riggio presso Grottaglie (Taranto) (Foto D. Mancarella).



Fig. 6.5 - La grande conca della cascata che segna la testate di tutte le *sapping valleys*, qui ripresa nella Gravina di Riggio (Grottaglie, Taranto).



Fig. 6.6 - Una vista della profonda incisione della Gravina di Laterza (Taranto). Ben evidente è il profilo a V della gravina ancorché sub verticale nella sua parte più alta.



Fig. 6.7 - La gravina di Laterza (Taranto).



Fig. 6.8 - Fenomeni di alterazione e di asportazione lungo le superfici di strato delle Calcareniti di Gravina affioranti lungo i fianchi della Lama Difesa di Malta fra Ostuni e Fasano (Brindisi).

naturale regionale "Terra delle gravine" (Legge regionale 20 dicembre 2005, n. 18) anche per ciò che rappresentano ai fini della salvaguardia della fauna e della flora naturale.

Le "gravine", le "lame", i "valloni" con profilo ad U non recano i segni del flusso idrico sul fondo. Però i loro fianchi sono segnati da innumerevoli cavità di interstrato generalmente poco più



alte di qualche decimetro ma molto allungate e approfondite in orizzontale; in esse la calcarenite ha perso la consistenza originale ed è sabbia, sciolta, a tutti gli effetti (Fig. 6.8). Molte di quelle cavità sono state riutilizzate, una volta allargate dall'uomo, per ospitare interi villaggi rupestri come quelli famosi della gravina della Madonna della Scala di Massafra, della gravina di Petruscio di Mottola, della lama di Riggio e del vallone Fantiano entrambi nei pressi di Grottaglie, o di lama Cornola presso Ostuni. Queste forme del paesaggio, anche esse sede di preziose comunità faunistiche e floro-vegetazionali, non sono uguali alle prime; il flusso d'acqua è stato interstiziale lungo le superfici di strato delle calcareniti, dove la permeabilità è relativamente maggiore, tanto che lì l'alterazione e la soluzione carsica ad opera delle acque è stata concentrata al punto da far perdere le originali caratteristiche litologiche e da creare i vuoti che hanno favorito i crolli che diffusamente ne segnano i fianchi. Queste "gravine", "lame" e "valloni" sono classificabili invece con un termine inglese di difficilissima immediata traduzione in italiano: sono delle *sapping valleys*, delle "valli da degradazione di interstrato" ... un nome terribile ma anche in questo caso utile a individuare forme del paesaggio ricche di fascino selvaggio ed interesse scientifico.

Sebbene l'acqua non sia direttamente responsabile del modellamento dei caratteri di queste ultime forme, il suo fluire in interstrato è drenato da discontinuità verticali, verosimilmente tettoniche, ed è comunque teso a raggiungere il livello di base rappresentato dalla pur temporanea posizione del livello del mare. Anche in questo caso il sollevamento regionale e le variazioni eustatiche della superficie del mare hanno interagito fra di loro per condizionare la profondità delle stesse. Sia le gravine che le lame, sia i solchi di sovrapposizione che le *sapping valleys* incidono le più basse superfici dei terrazzi marini, quelli modellati nelle calcareniti del Tirreniano, cioè dell'ultimo interglaciale di circa 125 mila anni fa. Ciò significa che il loro modellamento è continuato almeno sino a tutto l'ultimo periodo glaciale quando il mare ha raggiunto la profondità di circa 150 m sotto la sua posizione attuale. Con la rimonta olocenica del mare alcune di esse sono state

Fig. 6.9 - La lama di Torre Incine, modellata nelle Calcareniti di Gravina in alto ed incisa sino ai calcari nella parte oggi sommersa, è stata parzialmente invasa dalla rimonta del mare nel corso dell'Olocene (Foto V. Iurilli).

invase dalle acque come la già citata gravina di Polignano, o la Lama di Torre Incine (Fig. 6.9) presso Monopoli; altre invece sono state completamente sommerse: fra queste l'esempio più bello è la profonda incisione che separa il promontorio dove è Torre Gauceto dalle isole immediatamente ad essa di fronte.

Dicevamo di infinite forme intermedie. Molte *sapping valleys* ricevono rami secondari che scorrono nei calcari; nello stesso modo alcuni solchi di sovrapposizione ricevono rami secondari che sono rappresentati da *sapping valleys*. Evidentemente i bacini idrografici delle nostre gravine sono spesso poligenici cioè accolgono forme generate da processi diversi condizionati oltre che dal clima anche dal diverso tipo litologico e dal suo assetto. E non è tutto. Alcune delle valli di sovrapposizione sono modellate nella loro parte alta nelle Calcareni di Gravina: queste forme sono evidentemente complesse e sono il risultato della affermazione di processi di *sapping* sino a che questi non sono arrivati ad incidere i calcari; da quel momento in poi esse sono diventate i solchi di sovrapposizione con caratteri dominanti che celano la complessità della loro genesi.

Riferimenti bibliografici

5; 10; 17; 18; 23; 24; 75; 91; 117; 136; 138; 154; 155; 157; 160; 170; 171; 180; 181; 182; 183; 211; 228; 229; 236.

7 I TERRAZZI MARINI

7 - I TERRAZZI MARINI

La posizione della Puglia, dal punto di vista geodinamico “compressa” fra la catena degli Appennini ad ovest e le Dinaridi, le Ellenidi e le Albanidi, ad est, ha comportato la fratturazione della microplacca apula e il movimento verticale differenziale dei blocchi che da questa rottura si sono generati. La loro velocità di sollevamento varia: alcuni di essi, come il Gargano e le Murge alte, nel corso del Pleistocene medio e superiore si sono sollevati di più; altri, come parte delle Murge basse e il Salento, si sono frammentati in più lembi a comportamento differenziato tanto da individuare al loro interno aree rilevate e altre ribassate; altri blocchi ancora mostrano di essere stati in subsidenza relativa come il Tavoliere delle Puglie.

Nel corso del Pleistocene, verosimilmente a partire dal Pleistocene medio, il sollevamento regionale e le variazioni eustatiche del livello del mare dovute all’alternarsi di periodi mediamente più freddi e di periodi mediamente più caldi su tutto il pianeta (Fig. 7.1) si sono sovrapposti a modellare lungo costa una serie di superfici suborizzontali – alcune di abrasione, altre di accumulo – disposte a gradinata dalle quote di 3-400 m sino alla posizione del livello del mare attuale. Ciò ha permesso, in funzione delle caratteristiche delle rocce del locale substrato, degli apporti dal continente e di quelli dal mare, prima il modellamento di una superficie abrasiva di trasgressione, quindi la deposizione di un corpo sedimentario più o meno spesso con sedimenti di transizione o marini in facies costiera, e, infine, la definizione di una superficie di regressione marcata da depositi regressivi spesso anche di transizione. Ogni superficie poi è stata rielaborata dopo la sua definitiva emersione. Per fare ciò sono stati necessari alcuni millenni; mediamente ogni deposito di ogni terrazzo marino materializza un intervallo di tempo in cui i due fenomeni si sono più o meno equilibrati, variabile dai 10 ai 25 mila anni. Ma quanti sono i terrazzi marini? Abbiamo accennato, sino ad ora con molta cautela, all’età di queste forme; purtroppo pochi sono gli elementi che permettano di collocare nel tempo geologico il periodo in cui tali forme del paesaggio si sono modellate.

Nel periplo della Puglia tutta, dal confine con il Molise alla Foce del Saccione, sino al confine

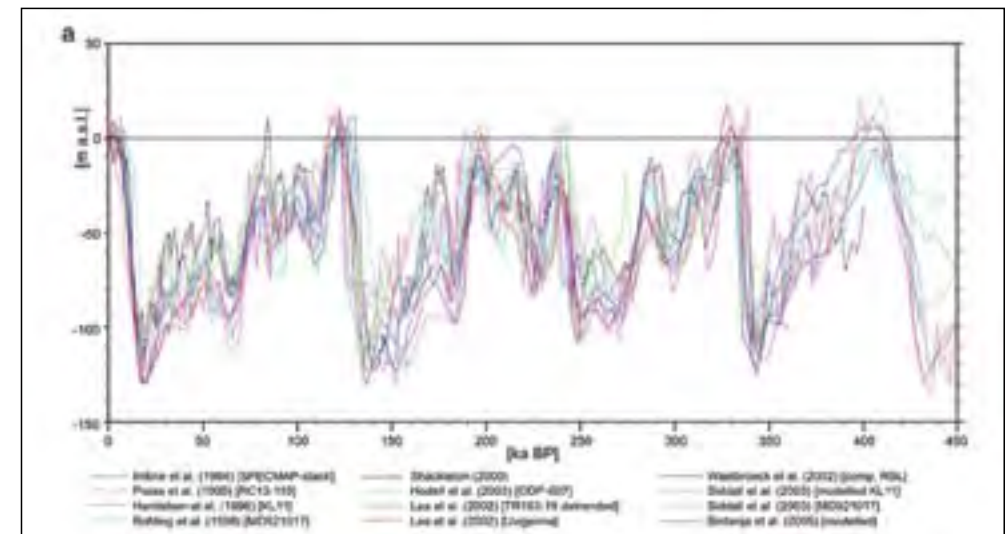


Fig. 7.1 - Sintesi delle curve delle variazioni del livello del mare ottenute da evidenze geomorfologiche e dalla curva dei rapporti degli isotopi O16 e O18 (da Caputo, 2007).

con la Basilicata alla foce del Bradano, il suo versante esposto al mare è marcato da un paesaggio a terrazzi. In alcune aree esso è meglio marcato e conservato, in altre l'azione della morfodinamica continentale sta via via cancellando queste evidenze, facilitata dalla presenza di litotipi teneri, da una maggiore energia del rilievo, dalla competenza dei corsi d'acqua. Così tutta la fascia garganica conserva rare e mal preservate tracce dei terrazzi marini. Nella zona del Tavoliere nel corso del Plesitocene medio finale e del Pleistocene superiore, la combinazione fra la subsidenza locale e le variazioni del livello del mare ha fatto sì che ad ogni variazione del livello del mare esso trasgredisse sui depositi che aveva deposto al precedente innalzamento eustatico. Nel sottosuolo del Tavoliere sono così conservati, impilati e in parziale sovrapposizione stratigrafica, i depositi delle fasi di alto reattivo stazionamento del livello del mare.

Completamente diversa diviene la situazione a sud dell'Ofanto; a partire da questa latitudine e in giù sino almeno all'altezza di Torre Guaceto, in provincia di Brindisi, una ben evidente successione di superfici suborizzontali, sebbene qui e là smebrate o dissecate o erose dal modellamento continentale, marca il versante adriatico delle Murge. Quali e quanti siano i cicli che le hanno definite è materia di dibattito di difficile soluzione. La sovrapposizione del modellamento continentale, infatti, ha spesso cancellato i depositi dei terrazzi tanto che non è chiara l'attribuzione genetica delle forme – probabilmente alcune sono duplicate o definite da movimenti tettonici - e l'età della loro formazione a causa dell'assenza, oggi, di qualsivoglia marker cronologico, che sia esso geocronologico o biostratigrafico. La loro presenza è però indubbia come evidenziato da depositi con strutture sedimentarie di duna emersa e di spiaggia riconosciute a nord di Andria (Bari) e presso Ostuni (Brindisi) a quote di 3-400 m sopra il livello del mare. Solo nelle forme più basse in quota la presenza di particolari strutture biogeniche ne suggerisce una attribuzione ad una fase calda, presumibilmente del Pleistocene. A conferma di una storia tettonica recente anche per questa area del paese - storicamente definita stabile - sono le evidenze di sismi rinvenute nei depositi più bassi in quota, distribuiti da Bari sino a Brindisi ed attribuiti al Pleistocene medio-superiore, nonché la recente individuazione di una generalizzata subsidenza di questa area costiera.

Ancora differente è la situazione da Brindisi a Otranto. Anche qui la composizione di movimenti verticali delle terre emerse e di variazioni eustatiche del livello del mare ha determinato la parziale sovrapposizione dei depositi marini terrazzati; così, dal piede delle Murge sino al mare dove una falesia ne tronca la continuità, si individua un'unica superficie suborizzontale. Proprio su questa si leggono le evidenze di una fase di alto stazionamento del livello del mare molto recente che ha modellato le uniche superfici terrazzate di cui si riesca a definire un inquadramento cronologico. Fra Brindisi e Ostuni, infatti, la superficie più bassa, l'unica che abbia una continuità laterale significativa è costituita da sedimenti di duna eolica e di mare costiero sovrapposti ad un deposito di suolo colluviale rosso fegato. Ben evidente da Torre Canne sino a Torre Santa Sabina, proprio in questo ultimo sito il deposito colluviale ha restituito frammenti scheggiati di selce che sono stati correlati alla cultura Musteriana che sarebbe stata ben presente nella regione da circa 200 a circa 80 mila anni fa. Questo pur labile indizio cronologico permette di attribuire i depositi all'ultima fase calda interglaciale, corrispondente al MIS 5 (Marine Isotope Stage) (Fig. 7.1) che nella ormai obsoleta e desueta terminologia italiana corrisponderebbe ad un generico Tirreniano. Per le caratteristiche geomorfologiche e stratigrafiche alcuni dei siti qui presenti - Torre Santa Sabina presso Carovigno e Punta Penna di Brindisi - meriterebbero di essere definiti come geositi anche in considerazione di quanto descritto.

A Sud di Otranto e sino a Capo Santa Maria Leuca ancora una volta il paesaggio costiero cambia significativamente. Le superfici dei terrazzi non hanno avuto possibilità di modellarsi

con la stessa continuità a causa della resistenza del substrato e probabilmente a causa di una storia tettonica più complessa di quanto sin'ora conosciuto. Ciò non di meno, una serie di superfici terrazzate è disposta con limitata continuità laterale a testimoniare una significativa storia tettonica per tutto il Pleistocene Medio che è poi cessata con il Pleistocene superiore. Le più belle testimonianze della morfogenesi legata alle fasi di alto stazionamento eustatico del livello del mare si leggono nelle tante grotte carsiche raggiunte ed invase più volte dal mare. In alcune di esse come la Grotta Romanelli, le Grotte delle Striare, la Grotta del Diavolo, la Grotta dei Giganti, la Grotta di Masseria dell'Orte, sono stati rinvenuti i depositi – ma non le faune –, impilati in depositi carsici, corrispondenti agli stazionamenti del livello del mare che hanno permesso il modellamento dei depositi marini terrazzati. Spesso essi sono affiancati a evidenze morfologiche come solchi di battente sollevati e/o piattaforme di abrasione; tutte però non mostrano evidenze cronologiche di indubbia validità. Ognuna di esse per le sue caratteristiche in chiave interpretativa regionale meriterebbe essere preservata; alcune di esse - Grotta Romanelli, la Grotta del Diavolo, la Grotta di Masseria dell'Orte - sono addirittura tanto importanti, oltre che dal punto di vista geomorfologico anche da quello paleontologico e paleoantropologico, da poter essere definite geositi. Queste grotte furono esplorate accuratamente nella prima metà del secolo scorso per il ricco patrimonio paleontologico e paleontologico contenuto nei depositi che le riempiono in parte e la cui errata interpretazione ha generato alcuni "faintendimenti geologici". In particolare la Grotta del Diavolo, esplorata per la prima volta dal Prof. Botti, è posta a Punta Ristola, proprio sulla estremità meridionale della Puglia. Essa è parzialmente riempita da potenti depositi di breccia continentale e sottili speleotemi. All'interno di questa sequenza sono stati recentemente individuati e datati con metodi assoluti tre livelli di spiaggia, indicatori di altrettanti episodi di parziale rimodellamento della cavità carsica e dei suoi riempimenti da parte del moto ondoso. Il livello del mare, durante le sue continue oscillazioni connesse con le glaciazioni quaternarie, avrebbe raggiunto la grotta 330, 125 e 80 mila anni fa promuovendo ogni volta il suo parziale svuotamento e la deposizione di un sottile deposito di spiaggia. La posizione altimetrica della spiaggia di 125 mila anni è a 6 m sul livello del mare, esattamente la quota del livello del mare eustatico di quel periodo, caratterizzato da temperature più calde dell'attuale; essa fornisce, così, delle chiare indicazioni di stabilità tettonica del Salento meridionale. Insomma un piccolo terrazzo marino con il suo sedimento incastrato in una grotta ed impilato nei depositi carsici che permette la lettura della dinamica tettonica locale e di quella climatica globale.

Ma la più evidente, meglio conservata e più significativa sequenza di terrazzi marini è quella che si riconosce lungo la costa ionica della Puglia, in continuità morfologica con le stesse forme presenti lungo il litorale lucano. La costa ionica pugliese dalla foce del fiume Bradano a Capo Santa Maria di Leuca, limita verso mare l'avanfossa e l'avampaese del sistema orogenetico della Catena Appenninica, e attraversa le unità paesaggistiche e tettoniche che si succedono dall'Appennino all'estremo sud della Puglia. Dalle estreme propaggini orientali della Fossa Bradanica, da Ginosa e Castellaneta, attraverso Taranto e Gallipoli verso l'estremo sud del Salento, un anfiteatro di superfici disposte a gradinata digradante verso il mare abbraccia il Golfo di Taranto (Figg. 7.2, 7.3). L'affaccio a mare di queste unità è così ben evidente da farne una delle regioni al mondo più studiata da geologi s.l. di tutto il pianeta per comprendere il peso di ogni fattore che contribuisce alle complesse dinamiche che modellano quelle forme. L'attenzione scientifica è concentrata su di essa per comprendere i meccanismi di trasgressione, deposito e regressione del mare, i rapporti dei sedimenti marini in relazione alle dinamiche fluviali, definire le età e le facies climatiche di tali sedimenti per individuare nella storia geologica le fasi in cui essi si sono depositati ed usare queste



Fig. 7.2 - Il terrazzo marino tirreniano rotto nella sua continuità dall'incisione fluviale che è oggi occupata dal Mar Piccolo di Taranto.



Fig. 7.3 - Il versante costiero a sud del capoluogo ionico è modellato sulle calcareniti dei depositi marini terrazzati più recenti.

considerazioni per comprendere il comportamento tettonico locale nel quadro della geodinamica dell'Italia meridionale.

I depositi dei terrazzi marini in quest'area mostrano facies sedimentarie molto differenti da luogo a luogo. Verso occidente e sino a Punta Rondinella a Taranto, sono quelle marine costiere più terrigene, a sabbie e ciottoli, con elementi alloctoni silicoclastici e subordinatamente carbonatici, spesso intercalate a facies lagunari, che indicano un cospicuo rifornimento da parte dei fiumi lucani ed una estrema variabilità degli ambienti di mare e piana costiera. Le sabbie, pulite e fini in più luoghi, hanno permesso di effettuare analisi stratigrafiche con tecniche della stratigrafia sequenziale e geocronologiche con la tecnica della luminescenza ottica stimolata (OSL). Esse sono in genere poco fossilifere: fra i macrofossili sono più rappresentati i *Glycymeris* spp. e i *Cardium* spp.; la loro disponibilità ha permesso a più Autori di compiere ricerche nel campo della geocronologia mediante tecniche di racemizzazione degli aminoacidi e di misura del decadimento degli isotopi dell'uranio (analisi U/Th) e del carbonio (analisi C14).

Più ad oriente, assumendo il bacino del Mar Grande e quelli del Mar Piccolo di Taranto come immaginari spartiacque, le caratteristiche di facies dei terrazzi marini cambia radicalmente (Fig. 7.4). Tutta la successione, da quelli più alti a quelli più bassi in quota, è caratterizzata da depositi con facies carbonatiche, ben cementati, marcate da una estrema ricchezza di fossili. Nella bibliografia scientifica meno recente era uso indicare tali depositi con il termine "panchina", proprio ad indicare la propria capacità di resistere all'erosione rispetto ai sottostanti livelli meno resistenti a disegnare sulle scarpate di erosione delle panchine aggettanti. Non mancano facies lagunari o continentali a travertini fitohermali, ma la caratteristica generale di tali depositi è la grande abbondanza di molluschi sia gasteropodi che bivalvi, di coralli, di briozoi ed echini il tutto cementato da alghe coralline: insomma delle calcareniti algali bioclastiche.

Da Taranto a Gallipoli e poi ad Ugento, le superfici suborizzontali più basse in quota rappresentano l'ultima fase interglaciale prima dell'attuale; esse sono modellate sui depositi di un mare ben più caldo di quello attuale, tropicale come evidenziato dalle ricche faune fossili: le vere e proprie strutture coralline affioranti lungo il Mar Piccolo di Taranto sono costruite dalla madrepora zooaxentellata coloniale *Cladocora caespitosa* (Fig. 7.5); suoi banchi estesi sino a circa un kmq ne ospitano delle colonie che raggiungono il metro di altezza e non mancano siti come Il Fronte ove colonie fossili di questo madreporario sfiorano i 2 m di sviluppo verticale. Ad esse sono prossimi sedimenti ricchi di ospiti senegalesi come lo *Strombus bubonius* (Fig. 7.6), la *Cardita calyculata senegalensis*, il *Conus testudinarius*, la *Hyotysa hyotis* tutti organismi penetrati nel Mar Mediterraneo circa 125 mila anni fa provenienti dai mari tropicali. Insieme costituiscono una associazione fossilifera di mare tropicale, sicuramente fra le più belle più ricche e meglio conservate dell'intero bacino del Mar Mediterraneo. Su tali sedimenti, ancora oggi in corso di studio, sono state condotte analisi geocronologiche con i metodi più moderni (U/Th, racemizzazione degli aminoacidi, OSL, sclerocronologiche, tefrocronologiche); insieme esse concordano ad attribuire tali sedimenti all'ultima fase calda del Pleistocene superiore prima di quella attuale. Così il riconoscimento di quella associazione fossilifera permette di attribuire senza dubbi i sedimenti che li contengono all'ultima fase interglaciale calda, che abbiamo già detto essere nota sino ad ora come Tirreniano, ma che più recentemente - e meglio - si indica come Marine Isotope Stage 5 con riferimento alle curve delle variazioni degli isotopi dell'ossigeno (Fig. 7.1). Proprio questa associazione rende i sedimenti dei terrazzi marini più bassi in quota di estrema importanza: mondiale ai fini della definizione della stratigrafia del Pleistocene superiore, e regionale per il riconoscimento del locale comportamento tettonico. La presenza dello *Strombus bubonius* nei sedimenti dei terrazzi marini



Fig. 7.4 - Lungo le falesie della costa ionica del Salento, in più località è visibile la successione dei depositi calcarenitici dei terrazzi marini del Pleistocene superiore spesso sovrapposti fra di loro a "becco di flauto" (A - Lido Bruno, Lama, Taranto) o in evidente trasgressione marcata da un conglomerato sulle unità del substrato locale (B - Punta La Forca, Isola di San Pietro, Taranto).

riconosciuti nella lama di Castellaneta, a Taranto, a Lizzano e a Gallipoli e in tanti altri siti costieri italiani indica che l'ultimo periodo interglaciale (125 mila anni fa) fu più caldo di oggi, tanto da permettere la migrazione di molluschi tropicali nelle acque del Mediterraneo. A scala globale le maggiori temperature determinarono un minore volume delle coperture glaciali continentali rispetto ad oggi per cui alla maggiore quantità di acqua contenuta negli oceani è corrisposto un livello medio del mare circa 6



Fig. 7.5 - Una colonia del corallo madreporario coloniale *Cladocora caespitosa* dei depositi del terrazzo marino di Taranto presso Santa Teresola. Datazioni U/Th su tali organismi hanno permesso l'attribuzione della formazione del terrazzo al picco più caldo dell'ultima fase interglaciale chiamato Tirreniano (MIS 5.5 = Marine Isotope Stage 5.5).



Fig. 7.6 - Il gasteropode *Strombus bubonius* in un affioramento presso Talsano (Taranto). Attualmente vivente nelle acque calde equatoriali del Golfo di Guinea, esso ha colonizzato le coste di buona parte del Mediterraneo durante il picco caldo dell'ultimo interglaciale noto come Tirreniano.

metri più in alto di oggi. L'attuale posizione altimetrica dei depositi caratterizzati dalla presenza di esemplari di *Strombus bubonius*, variabile dai 40 m circa di Ponte del Re a Castellaneta, di 12 m a Taranto e di 3 m a Gallipoli indica, tra l'altro, che l'arco ionico ha avuto un comportamento tettonico differenziato negli ultimi 125 mila anni con maggiori sollevamenti nell'area della Fossa Bradanica ed una più marcata stabilità verso l'estremo sud del Salento.

Riferimenti bibliografici

6; 11; 13; 36; 40; 58; 59; 84; 104; 105; 108; 121; 123; 124; 125; 140; 143; 144; 145; 148; 151; 156; 161; 167; 169; 175; 177; 189; 190; 191; 192; 193; 231; 232; 249.

8 LE COSTE



8 - LE COSTE

INTRODUZIONE

La dinamica della costa pugliese è il risultato di complesse relazioni tra la morfologia del paesaggio costiero sia emerso che sommerso, le caratteristiche idrologiche ed oceanografiche e le condizioni climatiche e del moto ondoso.

Nel corso del tempo storico queste relazioni sono state fortemente modificate dalla crescente pressione antropica. Estese opere di bonifica in corrispondenza delle aree costiere ed opere idrauliche lungo i maggiori corsi d'acqua sono state realizzate sin dall'epoca greco-romana e sono continuate fino ai nostri giorni. Durante gli ultimi decenni alcuni tratti del paesaggio costiero pugliese sono stati fortemente modificati a causa dell'azione antropica. Le numerose opere idrauliche costruite lungo tutte i principali corsi d'acqua hanno determinato una brusca diminuzione del volume di sedimenti recapitati alla foce e l'insorgere di vistosi fenomeni di erosione delle spiagge (Fig. 8.1). Le spiagge pugliesi che sino alla fine degli anni 50 del secolo scorso erano state caratterizzate da progradazione hanno invertito drammaticamente la loro tendenza tanto che circa il 30% degli arenili e alcuni tratti di costa rocciosa si presentano oggi in forte erosione.

D'altra parte le numerose strutture portuali ed opere di difesa costiera impediscono fortemente la mobilità dei sedimenti lungo costa mentre nuove ed estese aree costiere sono state urbanizzate divenendo in tal modo estremamente sensibili ai fenomeni di arretramento.

MORFOTIPI COSTIERI E TASSI DI EROSIONE

Il perimetro costiero pugliese appare composto dall'alternanza di tratti con differente morfologia raggruppabili schematicamente in quattro gruppi: falesie, coste rocciose digradanti (piane e convesse), piane costiere e spiagge.

Le falesie

Le coste a falesia caratterizzano i tratti costieri modellati su rocce facilmente erodibili. Sul Promontorio del Gargano alte falesie bordano verso mare un paesaggio fluviale relitto e risultano intagliate sia sui calcari con selce che nelle brecce di versante responsabili del colmamento delle valli fluviali.



Fig. 8.1 - Vistosi fenomeni di erosione interessano l'area del delta del Fiume Fortore.

Nel primo caso l'efficacia erosiva del moto ondoso è fortemente condizionata dalla struttura geologica con la formazione di una serie di grotte costiere più o meno profonde, archi costieri e faraglioni. Nel secondo caso le falesie appaiono intagliate nei depositi di versante che si svilupparono nel corso dell'ultimo periodo glaciale riempiendo parzialmente le incisioni fluviali. L'evoluzione di queste ultime falesie

determina il modellamento di piccole insenature al cui interno sono ospitate delle piccole e strette spiagge (*pocket beach*) sabbioso-ciottolose alimentate dai corpi di frana.

Falesie in rapido arretramento sono modellate in calcari fratturati nel tratto costiero tra Barletta e Bisceglie mentre quelle intagliate su calcareniti caratterizzano parecchi tratti costieri tra Bisceglie e Monopoli, dove esse rappresentano l'evoluzione erosiva di coste rocciose digradanti.

Ancora più a sud si riconoscono le falesie intagliate nelle calcareniti pleistoceniche del litorale a nord di Brindisi. L'ampia falcata presente in corrispondenza della centrale termoelettrica di Cerano risulta delimitata da una falesia modellata prevalentemente su sabbie argillose. Localmente l'evoluzione della falesia è dominata dai movimenti di massa mentre l'azione del moto ondoso è limitata all'erosione dei corpi di frana. Le velocità medie di arretramento stimate sono circa 1.0-1.5 m/anno. Una stretta spiaggia sabbiosa è presente costantemente al piede della falesia.

La presenza di un centro abitato (Campo di Mare) in prossimità del ciglio della falesia ha reso necessario la realizzazione di importanti opere di difesa costiera quali pennelli, frangiflutti e muri di contenimento che hanno profondamente modificato la morfologia originaria del litorale (Fig. 8.2). Falesie modellate su calcareniti caratterizzate da tassi di arretramento dell'ordine di circa 0.2 m/anno si rilevano lungo la costa tra Roca e Otranto. L'evoluzione di queste falesie è legata al progressivo approfondimento di solchi battente ad opera del moto ondoso sino all'innescio di frane da crollo. Il paesaggio costiero risulta essere molto articolato per la presenza di strette insenature, grotte marine, archi costieri e faraglioni (Fig. 8.3).

Meritano un cenno le falesie di Porto Miggiano, ricadenti nel territorio comunale di Santa Cesarea Terme. Queste si presentano con un piano subverticale intagliato in calcareniti del Pleistocene



Fig. 8.2 - Il veloce arretramento della falesia in località Campo di Mare, nei pressi della centrale termoelettrica di Cerano, ha richiesto la realizzazione di numerose opere di difesa costiera.

inferiore. La presenza di un sistema ben individuato di fratture subverticali e di livelli sabbioso-argillosi nella parte inferiore della locale successione sedimentaria determinano una serie di frane da crollo, da ribaltamento e da scivolamento.

Falesie intagliate su sabbie argillose sono riconoscibili vicino Taranto, dove arretrano con tassi dell'ordine di 0.8 m/anno.

Le coste rocciose digradanti

Le coste rocciose digradanti piane sono le più diffuse nella regione. Questi morfotipi sono costituiti generalmente da piattaforme poco rilevate e debolmente inclinate verso mare, intagliate in calcareniti plio-pleistoceniche o su calcari mesozoici, che digradano verso mare senza sensibili variazioni altimetriche. Il tasso di arretramento estremamente basso di questo morfotipo costiero (nell'area di Taranto è stato stimato intorno a 0.06 m/anno) produce una linea di riva molto frastagliata, influenzata dalla struttura geologica e dalla morfologia ereditata, caratterizzata da numerose piccole insenature che proteggono delle spiagge di estensione limitata (*pocket-beaches*).

Questo tipo di coste conserva gli effetti di maremoto avvenuti in epoca storica lungo le coste della nostra regione. Recenti ricerche hanno infatti messo in evidenza lungo questi particolari tratti costieri la presenza di accumuli di blocchi di grandi dimensioni a poca distanza dalla linea di riva. I blocchi, provenienti sia dalla parte emersa che sommersa della costa, si presentano spesso embriciati, disposti in linea o a formare dei veri propri cordoni. Lo studio degli accumuli e la datazione delle bioconcrezioni presenti su alcuni blocchi hanno permesso di individuare una serie di eventi di maremoto verificatisi negli ultimi 500 anni lungo le coste pugliesi.



Fig. 8.3 - I fenomeni di arretramento della falesia intagliata in calcareniti plioceniche a Torre S. Andrea (litorale a nord di Otranto) hanno modellato un paesaggio suggestivo caratterizzato da archi costieri e faraglioni.

Le coste rocciose digradanti convesse sono diffuse principalmente lungo il litorale tra Otranto e Leuca. Questo morfotipo costiero è rappresentato da un ripido versante che si estende da circa 120 m di quota fino a 50 m al di sotto del livello del mare. Recenti studi considerano questo ripido versante una forma relitta di età pre-quadernaria, corrispondente grossomodo al margine della Piattaforma Apula che si venne ad individuare nel Cretaceo superiore ammantato poi da alcuni sistemi carbonatici di cui tre clinostratificati e includenti tratti di scogliera di età terziaria. La stabilità tettonica dell'area ha permesso lo sviluppo di numerose grotte costiere, i cui riempimenti di natura sia continentale che marina permettono di ricostruire l'evoluzione geomorfologica di quest'area costiera nelle ultime centinaia di migliaia di anni in risposta alle variazioni climatiche e del livello del mare (Fig. 8.4).

Le piane costiere

Fra il Promontorio del Gargano e il Fiume Saccione, limite territoriale fra la Puglia e il Molise, e ben più a meridione, ad ovest di Taranto, in Puglia sino alla foce del fiume Bradano, si stendono le piane costiere pugliesi.

La prima è formata dall'accumulo dei sedimenti recapitati in Mare Adriatico dai fiumi del versante orientale dell'Appennino ed arrestati nella loro deriva verso sud da Punta delle Pietre Nere e dalla punta di Torre Mileto, chiudendo con un lungo cordone il lago di Lesina. Nel bilancio sedimentario un ruolo essenziale gioca il fiume Fortore che corona la piana con un importante apparato deltizio cuspidato oggi in pronunciato arretramento.



Fig. 8.4 - Le coste rocciose digradanti convesse sono il risultato di una lunga evoluzione morfologica. A Capo Otranto il versante costiero appare caratterizzato da una piattaforma di abrasione, posta a circa 8 metri di quota, fossilizzata da una spessa falda detritica sviluppatesi probabilmente durante l'ultimo periodo glaciale.

Ad ovest di Taranto è invece la grande piana costiera che si chiude ad arco alle pendici degli Appennini ormai in Calabria, oltre Nova Siri. Essa, grazie alla disponibilità delle acque dolci dei fiumi e delle risorgive carsiche del Tara, del Patemisco e del Lenne ed alla fertilità dei suoi terreni, ha ospitato alcune delle più importanti città della Magna Grecia come Metaponto.

Ma qual è la loro genesi? Con il compimento della trasgressione Olocenica, circa 6000 anni dal presente, il mare si è attestato dopo una veloce risalita da -150 m circa alla quota di -3/-4 m. La veloce risalita del livello ha trovato scarsa resistenza nei litotipi incontrati tanto che il mare vi ha modellato una falesia. Con lo stabilizzarsi dei movimenti relativi fra mare e

terre emerse, grazie agli apporti dei corsi d'acqua e del mare ridistribuiti dal moto ondoso ai piedi di quella falesia si è formata una piana costiera che ha guadagnato sempre più spazio al mare. Con il tempo in corrispondenza della foce dei più importanti corsi d'acqua si sono formati delta cuspidati e lateralmente a questi aree umide costiere. Successivamente queste, con gli apporti delle piene fluviali si sono più o meno interrate e la piana costiera si è regolarizzata, chiusa e protetta verso mare da più cordoni dunari alti sino a circa una ventina di metri.

L'ultimo passo verso l'attuale configurazione del paesaggio costiero è stato l'intervento dell'uomo che nel tempo ha bonificato, rendendo salubri rispetto alla malaria, le estese aree umide che si continuavano da Taranto sino a Nova Siri cancellando definitivamente un importante habitat tipico degli ambienti di transizione. Oggi sulle dune costiere del cordone di Lesina si attesta una parte importante del Parco Nazionale del Gargano mentre a ridosso delle dune del Golfo di Taranto, una continua pineta artificiale, pur lacerata dal passaggio della ferrovia, rappresenta senza dubbio uno dei più importanti polmoni verdi della Puglia ionica.

Le spiagge

Spiagge molto estese caratterizzano l'area della foce del Fortore, il litorale tra Manfredonia e Barletta e quello dell'area di Metaponto. Nella prima località, il Fiume Fortore alimentava un delta cuspidato nonché le barriere costiere adiacenti responsabili della formazione in tempi storici dei laghi di Lesina e Varano. Durante gli ultimi decenni, queste spiagge hanno subito un arretramento di diversi metri e sono state sostituite da piccole falesie intagliate nei depositi dunati e retrodunari.

Le spiagge presenti tra Manfredonia e Barletta costituiscono una unità fisiografica estesa circa 60 km che riceve gli apporti sedimentari del fiume Ofanto e di altri corsi d'acqua minori (Carapelle, Candelaro e Cervaro). Queste spiagge erano bordate da un complesso sistema di dune costiere che è stato completamente eroso e in alcuni tratti rimpiazzato da piccole dune artificiali a protezione delle aree di retroduna, oggi intensamente coltivate o utilizzate come saline.

Tutta l'area del delta dell'Ofanto è peraltro in forte arretramento tanto che il 30% della linea di riva è protetta e circa la metà delle spiagge non protette si mostra in erosione con tassi di arretramento medio dell'ordine di 2 m/anno.

Numerose pocket beaches sono ospitate nelle numerose, piccole insenature presenti lungo tutto il perimetro della penisola salentina (Fig. 8.5). Queste spiagge provengono in molti casi dalla frammentazione di più estese unità fisiografiche a causa dell'intensa erosione costiera che in diversi punti del litorale ha messo in evidenza piccoli promontori rocciosi (Fig. 8.6). E' questo il caso per esempio dell'unità di Casalabate-S. Cataldo.

Le spiagge poste nei dintorni di Metaponto appartengono ad una ampia unità fisiografica allungata per 90 km lungo il Golfo di Taranto che riceve i sedimenti trasportati dai fiumi Bradano, Basento, Sinni e Agri. Le spiagge principalmente sabbiose erano in forte progradazione sino a circa 50 anni fa e bordate per un paio di chilometri verso l'interno da cordoni dunari rilevati sino a 18-20 m. L'area costiera è stata interessata da estesi lavori di bonifica e da una intensa urbanizzazione. Attualmente le spiagge si presentano poco ampie e bordate da verso l'interno da piccole falesie intagliate nelle dune o nei depositi di retroduna. I tassi di arretramento sono dell'ordine di 3-4m/anno per gli ultimi 50 anni.

I cordoni dunari

Il paesaggio costiero pugliese è contrassegnato dalla presenza di cordoni dunari relitti e attuali. Due importanti fasi morfogenetiche si sono verificate nel corso dell'Olocene. La prima fu carat-

terizzata dallo stazionamento del livello del mare ad una quota leggermente maggiore dell'attuale che pose termine alla rapida trasgressione postglaciale. Questa fase promosse lo sviluppo di ampie ed estese spiagge sabbiose lungo tutto il perimetro costiero e la formazione di continui e rilevati cordoni dunari. La datazione di numerosi esemplari di *Helix* sp. hanno permesso di fissare questa



Fig. 8.5 - Una piccola pocket beach ospitata all'interno dell'insenatura di Torre Santa Sabina (Carovigno). Sullo sfondo il cordone dunare relitto formatosi nell'Olocene medio (circa 6 mila anni fa).

fase a circa 6000 anni fa.

La seconda fase morfogenetica, datata a circa 2500 anni dal presente, fu probabilmente legata al basso stazionamento del livello del mare che seguì l'alto stazionamento medio-olocenico. La formazione dei cordoni dunari fu molto probabilmente promossa dalla generale progradazione delle piane costiere connessa alle condizioni climatiche temperato-umide che interessarono l'Europa tra il X e il IV secolo a.C..

I cordoni dunari attuali mostrano i segni di una forte degradazione sia perché fortemente erosi sia perché diffusamente interessati dall'attività antropica. Il loro sviluppo è generalmente legato all'ultima progradazione delle piane costiere che si verificò sino alla metà del secolo scorso e che fu interrotta dalla costruzione di dighe lungo i principali corsi d'acqua pugliesi e lucani.

La piattaforma continentale

La piattaforma continentale pugliese mostra una ampiezza molto variabile. Lungo la costa adriatica la sua ampiezza varia da 18 km vicino Otranto fino a 60 km in corrispondenza del Golfo di Manfredonia; la pendenza media è di circa 0.15%. Sul lato ionico della regione la piattaforma continentale è generalmente molto stretta. Solo in corrispondenza del tratto compreso tra Porto Cesareo e Santa Maria di Leuca aumenta notevolmente in ampiezza. Qui raggiunge i 20 km si mostra caratterizzata dalla presenza di tre terrazzi sommersi. La piattaforma raggiunge la sua ampiezza minima (circa 5 km) davanti alla foce del Fiume Bradano.

Il ciglio della piattaforma si individua a circa 100-110 m di profondità lungo il lato ionico e a 160-220 su quello adriatico. Esso risulta interessato da numerose testate di canyons sottomarini, in alcuni tratti posti circa 1 km dalla linea di riva.

La piattaforma continentale è coperta da sabbie costiere sino alla profondità di 10-15 m, poi da silt e argilla sino a 125 m di profondità e nuovamente da sabbie da 125 m sino al ciglio. Questi ul-



Fig. 8.6 - Vistosi fenomeni di arretramento interessano numerose spiagge del Salento. Una delle unità più colpite è quella di Marina di Ugento, attualmente difesa da una opera aderente.

timi sedimenti sono sabbie relitte contenenti fauna litorale o lagunare, depositatesi probabilmente durante i bassi stazionamenti del livello del mare in corrispondenza dell'ultimo periodo glaciale e parzialmente rimaneggiate dalla seguente, rapida ingressione marina.

Sul lato adriatico la composizione dei sedimenti che ricoprono la piattaforma continentale rispecchia la litologia dei bacini di drenaggio influenti su questo tratto di litorale. Essa infatti contraddistinta dai minerali pesanti provenienti dal Monte Vulture, un vulcano pleistocenico posto nel bacino idrografico del Fiume Ofanto la cui foce si trova poco a nord di Barletta. Il tasso di sedimentazione attuale nella parte più interna della piattaforma è stata stimata di circa 4 mm/anno. Lungo il lato ionico della regione, a sud di Taranto, i sedimenti sono costituiti principalmente da materiale bioclastico, mentre in corrispondenza della piana di Metaponto, a NW di Taranto, sono state individuate sabbie siltose.

Praterie di *Posidonia oceanica* coprono vaste aree della parte più interna della piattaforma, generalmente dove il fondale appare costituito da sabbie fini (dintorni Gallipoli, tratto Torre Canne - Brindisi); verso il largo la Posidonia è sostituita dal coralligeno. Queste biocenosi giocano un ruolo importante per la produzione di materiale bioclastico utile al ripascimento delle spiagge, soprattutto attualmente a causa del ridotto apporto di sedimenti di origine fluviale.

Riferimenti bibliografici

7; 9; 21; 44; 60; 77; 99; 100; 103; 118; 119; 130; 131; 144; 146; 148; 149; 150; 153; 158; 159; 160; 161; 162; 164; 204; 205; 206; 221; 233.

LE SCHEDE

Pendici meridionali del Gargano Conoide di Mattinata

Ubicazione

Provincia di Foggia
Comune di Mattinata
Coordinate geografiche:
16° 07' 02" E
41° 43' 50" N
(piede della conoide)

Per raggiungere il luogo

Dal centro di Mattinata raggiungere il porto. Da qui proseguire per la Strada Provinciale 53. Lungo la strada si potranno effettuare più soste in punti dal panorama suggestivo.

Luoghi di osservazione

Strada Provinciale 53, nei pressi del km 5 o del km 13 (consigliati).

Valenze

Scenica, esempio di evoluzione geologica-morfologica.



Descrizione

Il versante sud-orientale del Gargano presenta alcuni conoidi di deiezione, coalescenti e per lo più inattivi, costituiti da ciottoli arrotondati, ghiaie e sabbie. Essi hanno origine allo sbocco di solchi che incidono i calcari terziari a granulometria fine e poggiano su superfici corrispondenti a terrazzi marini modellati in epoche precedenti all'ultima glaciazione. La loro parte esterna, in corrispondenza dell'attuale linea di riva, è incisa da una falesia alta fino ad un paio di decine di metri. Tali conoidi sono meno sviluppate lungo il restante perimetro del promontorio a causa del diverso angolo del piede di versante, della diversa costituzione litologica e della ridotta estensione dei bacini idrografici efficaci. La falesia attiva ai piedi della conoide mostra come, dal momento della sua formazione fino ad oggi, il livello del mare si sia innalzato di alcune decine di metri. Infatti, durante l'ultimo acme glaciale (18 - 20 mila anni fa) il livello del mare era più basso di circa 120 m. Con il riscaldarsi del clima e lo sciogliersi dei ghiacci il mare iniziò gradualmente a risalire, fino a raggiungere la posizione attuale. Nel Golfo di Manfredonia, caratterizzato da ampie superfici piatte, la risalita del mare favorì la formazione di ampie lagune, ora sommerse. Nella parte meridionale del Tavoliere, tra Manfredonia e la foce dell'Ofanto, queste condizioni si conservarono fino ad epoche recenti (la laguna di Salpi è più volte menzionata dai cronisti latini). Più a nord, quando la linea di costa raggiunse lo sperone d'Italia, l'azione del mare modellò una costa alta, via via smantellando i depositi pedemontani formati durante l'ultima glaciazione.



Itinerari

Il sito è meglio visibile da lontano, affacciandosi da uno dei tornanti della Strada Provinciale 53. Il corpo della conoide si distingue dalle pendici calcaree per il dolce declivio che ne caratterizza la sommità, le parti esposte al moto ondoso sono rese evidenti dal colore rossastro delle pareti a picco e dalla spiaggia ciottolosa al loro piede. Per l'osservazione si propone di effettuare soste nel tratto stradale tra i km 5 e km 13 per poi inoltrarsi per alcuni metri lungo la scarpata. Per un'occhiata da vicino, se si ha tempo sufficiente si potrà imboccare una strada tortuosa nei pressi del km 10,700. In questo modo l'osservazione della conoide potrà essere effettuata passeggiando sulla spiaggia.

Bibliografia essenziale

Simone O. & Fiore A. (2004) - *Attraverso il Gargano: dal Pizzomunno alla Dolina Pozzantina*. In: Brancucci G. (Ed.) *Geositi e dintorni...* Volume a cura del Dipartimento POLIS, Laboratorio di Geomorfologia Applicata, Facoltà di Architettura - Genova, pp. 139 - 143.

Figure

1. Vista panoramica della conoide dalla SP 53.

2. Dall'alto è possibile osservare come la conoide sia stata alimentata da due corsi d'acqua profondamente incisi (Foto A. Fiore).

Il faraglione di Pizzomunno

Ubicazione

Provincia di Foggia
Comune di Vieste
Coordinate geografiche:
16° 10' 38" E
41° 52' 43" N
(Faraglione)

Per raggiungere il luogo

Non lontano dal centro di Vieste, il lungomare E. Mattei, raggiungibile seguendo le indicazioni per la strada litoranea per Mattinata, dà accesso alla spiaggia su cui si elevano il faraglione e la falesia.

Luoghi di osservazione

Oltre che dalla stessa spiaggia, si può avere una buona visione del faraglione e di alcune parti della falesia da alcuni affacci del centro storico (zona Ripe e presso il Castello Svevo) e dal mare.

Valenze

Scenica e stratigrafica. Sulla falesia è visibile la superficie di discordanza tra la formazione del calcare di tipo "scaglia" e la formazione dei calcari nummulitici di Peschici.



Descrizione

Il Pizzomunno è un "faraglione", un alto scoglio rimasto isolato dalla falesia calcarea in seguito al processo di demolizione ad opera del mare, del vento e degli aerosol marini che tuttora hanno effetto sulla morfologia. Non è l'unico esemplare, in questo settore di coste alte e rocciose del Gargano, ma spicca tra gli altri per la valenza scenica e soprattutto per la facile fruibilità; infatti esso si erge sulla spiaggia del Castello, ai piedi della falesia rocciosa su cui sorge il centro storico di Vieste, in corrispondenza del lungomare meridionale del centro abitato.

Il faraglione è alto circa 27 metri e ha una base ellittica con assi di 20 e 12 metri; la distanza dalla falesia è di 25 metri. È interamente modellato nei calcari di tipo "scaglia", bianchi e farinosi, fittamente stratificati, con liste di selce bruna. Sul faraglione è ben visibile la giacitura degli strati calcarei, la stessa degli strati affioranti sulla vicina falesia, con direzione circa N 38°O ed inclinati 13° a NE.

I caratteri litologici, stratigrafici e strutturali del Pizzomunno sono riferibili alla porzione basale dell'adiacente falesia, che ha una particolare importanza stratigrafica in quanto su di essa è visibile il contatto stratigrafico tra la Formazione dei Calcari di tipo "scaglia" (del Cretaceo superiore) e la sovrastante Formazione dei Calcari a Nummuliti di Peschici (dell'Eocene). Il contatto, di tipo trasgressivo, mostra chiaramente sulla parete la discordanza angolare tra gli strati delle due formazioni. Tale superficie è inclinata verso ENE e scende da una quota di circa 40 m s.l.m. fino al di sotto del livello del mare, procedendo verso il promontorio di Punta San Francesco.



1



2

Itinerari

Il sito, vicino al centro storico di Vieste, è inseribile in itinerari geoturistici e/o culturali che beneficiano delle coste e delle spiagge del Gargano orientale, e di un entroterra ricco di suggestioni date da foreste, brulli altipiani, grotte e piccoli paesi ricchi di tradizioni religiose, musicali e anche gastronomiche. Altri siti, segnalati in apposite schede, si trovano nel raggio di pochi chilometri, sullo stesso settore della costa garganica.

Bibliografia essenziale

- SIMONE O. & FIORE A. (2004) - *Attraverso il Gargano: dal Pizzomunno alla Dolina Pozzatina*. In: Brancucci G. (Ed.) *Geositi e dintorni...* Volume a cura del Dipartimento POLIS, Laboratorio di Geomorfologia Applicata, Facoltà di Architettura - Genova, pp. 139 - 143.
- MASSOLI-NOVELLI R., RUSSI A., SOLLITTO M., RUSSI M. C. (2001) - *...all'estremo del mondo: Pizzomunno (Vieste)*. Libro degli abstract del 3° Forum It. Scienze della Terra, Chiesti, 5-8 sett. 2001, pp. 497-498.
- MASSOLI-NOVELLI R., RUSSI A. (2008) - *Il faraglione Pizzomunno (Vieste, Gargano)*. *Geoitalia*, n. 23, pp. 20-21.
- ZEZZA F. (1981) - *Morfogenesi litorale e fenomeni d'instabilità della costa del Gargano tra Vieste e Manfredonia*. *Geol. Appl. e idrog.* Vol XVI, pp. 193-227, Bari.

Figure

1. Visuale del faraglione di Pizzomunno e della retrostante falesia da cui si apprezza (evidenziato in rosso) il contatto stratigrafico tra la formazione calcarea della "scaglia" e la sovrastante formazione calcarea di Peschici.
2. Ripresa del faraglione di Pizzomunno dalla spiaggia del Castello.

Baia delle Zagare e i suoi faraglioni

Ubicazione

Provincia di Foggia
Comune di Mattinata
Coordinate geografiche:
16° 08' 50" E
41° 44' 54" N
(Faraglione esterno)

Per raggiungere il luogo

Dal centro di Mattinata raggiungere il porto, e di qui imboccare la strada provinciale 53 in direzione di Vieste. Dopo circa 13 km si svolta a destra per la baia.

Luoghi di osservazione

Lungo la strada Provinciale 53 sono possibili soste in più punti dal panorama suggestivo, in particolare al km 18.5, o sulla strada di accesso alla Baia. Ottima la visuale dal mare.

Valenze

Scenica; esempio didattico di strutture sedimentarie e di evoluzione geologica e morfologica della costa a falesia.



Descrizione

La Baia delle Zagare, situata lungo il versante sud-orientale del Gargano, poco a nord di Mattinata, corrisponde allo sbocco a mare di due valloni incisi nei calcari: la Valle dei Mergoli e la Valle dei Merli. Si presenta con una falesia alta e strapiombante, con una stretta fascia ciottolosa al piede, modellata in parte nei calcari mesozoici ed in parte nei depositi alluvionali di riempimento dei valloni.

La falesia detritico-conglomeratica presenta un profilo costiero più arretrato, essendo formata in rocce facilmente erodibili, costituite da una fitta successione di strati e lenti di depositi a granulometria variabile, con una matrice argillosa e non sempre cementati. La falesia calcarea si sviluppa in corrispondenza dei limiti settentrionale e meridionale della baia, oltre che in una dorsale che separa i due valloni spingendosi fino alla linea di costa, nella parte centrale. Su di essa affiorano calcari di tipo "maiolica", con liste e noduli di selce, fittamente stratificati e tagliati da una serie di fratture e faglie verticali e diagonali. Caratteristica peculiare di tale falesia è la presenza, sulle pareti calcaree, di diffusi piegamenti (sinsedimentari e intraformazionali) su più livelli (*slumps*), che in queste zone sono marcati dalla presenza degli interstrati selciferi che contrastano sul chiarore del calcare.

Dalla porzione più estrema della dorsale calcarea al centro di Baia delle Zagare si isolano due faraglioni che si ergono a poca distanza dalla linea di riva, uno dei quali inciso alla base da un arco, frutto dell'azione modellatrice del mare in corrispondenza di una frattura verticale. Nelle aree limitrofe la costa è scolpita da piccole cavità e grotte di origine marina, modellate principalmente dal moto ondoso.



1



2

Itinerari

Il sito, per la sua collocazione, può essere visitato nell'ambito di un itinerario che include anche gli altri

siti segnalati in questo versante: Mattinatella, San Felice e Vieste. Da questi, inoltre, si ha accesso alla parte dell'altopiano prospiciente il golfo di Manfredonia, in cui si inseriscono altre mete, più o meno note, ricche di patrimonio storico oltre che paesaggistico, come il Santuario di S. Michele Arcangelo, il Vallone di Pulsano, la Foresta Umbra, la Grotta Scaloria e la stessa città di Manfredonia con i due santuari extraurbani di S. Maria Maggiore e di S. Leonardo.

Bibliografia essenziale

SIMONE O. & FIORE A. (2004) - *Attraverso il Gargano: dal Pizzomunno alla Dolina Pozzatina*. In: Brancucci G. (Ed.) *Geositi e dintorni...* Volume a cura del Dipartimento POLIS, Laboratorio di Geomorfologia Applicata, Facoltà di Architettura - Genova, pp. 139 - 143.

Figure

1. Panoramica della Baia delle Zagare e dei due faraglioni.
2. Particolare dei due faraglioni (Foto A. Fiore).

La baia e l'arco naturale di San Felice

Ubicazione

Provincia di Foggia
Comune di Vieste
Coordinate geografiche:
16° 11' 33" E
41° 49' 48" N
(Punta dell'arco)

Per raggiungere il luogo

Dal centro di Vieste seguire la Strada Provinciale 53 per Mattinata. Il sito è ubicato intorno al Km 34.

Luoghi di osservazione

Strada Provinciale 53, dal tornante presso la Torre di San Felice (km 33,3). Ottima la visuale in avvicinamento via mare.

Valenze

Scenica; esempio didattico di strutture sedimentarie e di evoluzione geologica e morfologica della costa a falesia.



Descrizione

La Cala di San Felice è una insenatura naturale situata presso la Testa del Gargano; a Nord e a Sud è delimitata da alte pareti rocciose incise nei calcari di tipo "maiolica", con liste e noduli di selce. Queste pareti strapiombanti, alte fino a circa 40 m, degradano verso l'interno fino a lasciare il posto ad una piccola spiaggia sabbiosa, solcata dal rigagnolo di una sorgente idrica.

Cala San Felice rappresenta una fra le più belle baie garganiche per la spettacolarità del paesaggio costiero, ancor più esaltato dalla presenza del caratteristico arco naturale comunemente detto "Architello", che ne costituisce il limite settentrionale. L'Architello è il risultato della continua demolizione, da parte del mare, del piccolo promontorio roccioso che delimita a nord la baia. Soprattutto nella parte settentrionale, il fenomeno progredisce con processi di scalzamento al piede del versante e di crollo dei blocchi di roccia resi instabili, che tendono ad isolare completamente il piccolo promontorio.

Nella parte più esterna del promontorio i processi erosivi hanno maggior effetto lungo una frattura sub-verticale che separa l'ammasso roccioso calcareo da una porzione più esterna di calcare dolomitizzato. Lungo tale frattura, abbastanza visibile sotto la volta dell'arco, il mare ha avuto modo di incidere il varco che oggi fa dell'Architello uno dei più suggestivi monumenti morfologici della Puglia.

Oltre alle spettacolari forme del paesaggio costiero, sono qui evidenti i tipici aspetti di questi depositi calcarei, costituiti da sottili strati biancastri intercalati a straterelli e noduli di selce scura. Nella porzione alta della falesia e dell'arco sono ben visibili strutture di piegamento sinsedimentario degli strati calcarei per scivolamento gravitativo (o *slumps*) visibili in diversi punti di questo tratto di costa.



1



2

Itinerari

Come detto altrove, un itinerario geoturistico può includere anche altri siti vicini (v. schede); può inoltre essere programmata, con gli operatori locali, una escursione via mare che garantirebbe una buona visuale di questo come degli altri siti. Non meno ricche sono le opportunità di turismo culturale ed enogastronomico nella stessa zona e nell'entroterra.

Bibliografia essenziale

ZEZZA F. (1981) - *Morfogenesi litorale e fenomeni d'instabilità della costa del Gargano tra Vieste e Manfredonia*. Geol. Appl. e idrog. Vol XVI, pp. 193-227. - Bari.

RICCHETTI G., PIERI P. (1999) - *Guide geologiche regionali, Puglia e Monte Vulture, parte I*. A cura della Società Geologica Italiana. BE.MA Editrice Milano.

Figure

1. Panoramica dell'arco di San Felice.

2. Particolare dell'arco con deformazioni (*slumps*) sotto la volta.

Monte Cornacchia - Successione stratigrafica dell'Unità Tettonica della Daunia

Ubicazione

Provincia di Foggia
Comune di Castelluccio
Valmaggione
Coordinate geografiche:
15° 11' 23" E
41° 21' 14" N
(inizio percorso)

15° 09' 23" E
41° 21' 44" N
(fine percorso)

Per raggiungere il luogo

Castelluccio Valmaggione è raggiungibile da Lucera percorrendo la SP 109; dal centro dell'abitato imboccare la strada comunale Biccari-Castelluccio Valmaggione e dopo circa 1 Km prendere la strada comunale di M. Sidone che conduce fino alla cima di M. Cornacchia, dove è presente un piccolo rifugio della forestale. Lungo la strada si potranno effettuare più soste in punti panoramici e si possono osservare i caratteri litostratigrafici dell'Unità tettonica della Daunia.

Luoghi di osservazione

Tratto di strada compreso tra Serra Pizzuta e M. Cornacchia.

Valenze

Scenica e stratigrafica.



Descrizione

Percorrendo il tratto di strada comunale compreso tra M. Sidone e la cima di Monte Cornacchia è possibile osservare i caratteri litostratigrafici dell'Unità tettonica della Daunia che è costituita da diverse unità stratigrafiche con caratteri litologici differenti; queste unità dal basso verso l'alto sono conosciute con i nomi di Flysch Rosso, Flysch di Faeto e Marne argillose del Toppo Capuana. Si tratta di una successione sedimentata dal Cetacico al Miocene sia prima che durante i processi geodinamici che hanno portato alla formazione dei rilievi dell'Appennino Dauno. Sebbene questa successione sedimentaria costituisca l'ossatura del fronte orientale dei Monti della Daunia ed è quindi estesa su vaste aree essa è difficilmente osservabile in affioramento a causa delle estese coperture che caratterizzano questo tratto di appennino. In questa località invece, le unità in oggetto, anche se in maniera discontinua, affiorano mostrando chiaramente le proprie peculiarità tanto da indurre diversi ricercatori sia dell'Università di Bari che di Napoli (Senatore, 1988; Gallicchio, 1996; Maiorano, 1996; Dazzaro & Rapisardi, 1999) a condurre studi di carattere stratigrafico e sedimentologico. Partendo dall'imbocco della "strada comunale di M. Sidone" si osservano prima le calcareniti a Nummuliti e le calcareniti con liste e noduli di selce del Flysch rosso (Cretaceo-Aquitaniense), poi l'alternanza calcareo-marnoso-argillosa del Flysch di Faeto (Burdigaliano-Tortoniano inferiore), ed infine le Marne argillose del Toppo Capuana (Tortoniano). Al termine del percorso ci ritroviamo sulla cima di Monte Cornacchia, che ad una quota di 1151 m s.l.m., rappresenta l'altura più elevata della Puglia. Da questa località, dove è presente un piccolo rifugio della guardia forestale, è possibile godere di un'ampia visone panoramica del Tavoliere delle Puglie e del promontorio del Gargano.



1



2

Itinerari

Nell'area è possibile visitare il Lago Pescara: un singolare laghetto di frana che ad una quota di 902 m s.l.m. rende unico il paesaggio di questa porzione dei Monti della Daunia.

Bibliografia essenziale

- DAZZARO L. & RAPISARDI L. (1996) - *Schema Geologico del margine appenninico tra il Fiume Fortore ed il Fiume Ofanto*. Mem. Soc. Geol. It., 51, 143-147.
- DAZZARO L. & RAPISARDI L. (1999) - *Itinerario n° 4*. In Guide Geologiche Regionali - Puglia e M. Vulture a cura della Società Geologica Italiana, 160-172. BE-MA Editrice.
- GALLICCHIO S. (1996) - *Le successioni torbiditiche calciclastiche nell'evoluzione dell'Avanfossa miocenica sudappenninica dalla valle del Fiume Trigno (Molise) alla costa ionica (Lucania)*. Università di Bari, Tesi di Dottorato.
- MAIORANO P. (1996) - *Biostratigrafia a nannofossili calcarei di successioni torbiditiche mioceniche nell'Appennino meridionale e di successioni pelagiche (DSDP e ODP) mediterranee ed extra mediterranee*. Università di Bari, Tesi di Dottorato.
- SENATORE M. R. (1988) - *Comparazione tra i depositi Plio-Pleistocenici del Bacino di Gallipoli (Golfo di Taranto) e la successione miocenica del Flysch di Faeto (Unità irpine, Monti della Daunia): confronto tra l'avanfossa attuale e quella miocenica dell'Appennino meridionale (Italia)*. Università di Napoli e Palermo, Tesi di Dottorato.

Figure

1. Rifugio forestale sulla cima di Monte Cornacchia.
2. Calcareniti con liste e noduli di selce, nella parte alta del Flysch Rosso, nell'area di Serra Pizzuta - M. Sidone.

Torrente Gravina di Gravina Il ciclo sedimentario della Fossa bradanica

Ubicazione

Provincia di Bari
Comune di Gravina in Puglia
Coordinate geografiche:
16° 24' 35" E
40° 49' 36" N

Per raggiungere il luogo

Provenendo da Altamura, lungo la SS 96, senza entrare nell'abitato proseguire verso Potenza. Superate le grandi cave storiche prendere lo svincolo verso Gravina immettendosi poi nella strada comunale che costeggia la forra sulla sponda opposta all'abitato. Diversi punti panoramici permettono comunque di osservare la spettacolarità della gravina (la forra incisa dal Torrente nel substrato roccioso calcareo). Superato l'abitato, una strada sterrata porta ad un pianoro da cui facilmente, tramite diversi sentieri, è possibile guardare il torrente e risalire sul versante opposto (quello dal quale è stata scattata la foto nella scheda).

Luoghi di osservazione

Differenti stop panoramici sul versante della gravina.

Valenze

Scenica, stratigrafico-regionale.

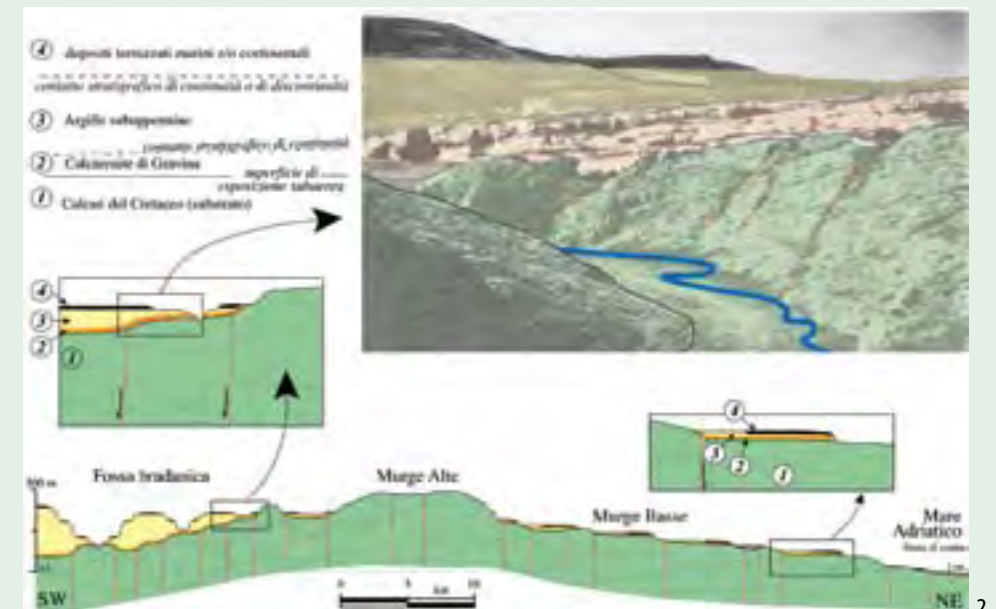


Descrizione

Il tratto in forra del Torrente Gravina di Gravina rappresenta uno degli esempi più significativi delle profonde incisioni fluviali in roccia caratteristiche della Puglia e localmente note come "gravine". A ciò si aggiunga l'adiacenza al vivace centro storico della città di Gravina e la facile fruibilità di spettacolari punti panoramici raggiungibili a piedi o in auto.

I depositi sabbioso-ghiaiosi, presenti nella porzione alta degli attuali rilievi (unità 4 in foto), ricoprivano originariamente tutta l'area, mascherando la presenza delle sottostanti argille – affioranti nella porzione medio bassa dei rilievi (unità 3 in foto) – e del substrato roccioso – non ancora interessato dalla profonda incisione della gravina – a sua volta rappresentato da calcareniti plioceniche, localmente note come "tufi" (unità 2 in foto), e ancora più in basso da calcari cretaci (unità 1 in foto).

Alla fine del Pleistocene inferiore l'area, originariamente subpianeggiante e posta all'incirca al livello del mare di quel periodo (praticamente un'ampia piana costiera), cominciò a sollevarsi per cause tettoniche. I corsi d'acqua allora presenti (che diventeranno poi le gravine) si sono quindi approfonditi partendo da una superficie suborizzontale di cui le sommità piatte delle attuali colline rappresentano lembi residui, testimoni di un vecchio livello di base molto più alto dell'attuale, mostrati in secondo piano nella foto e individuati dalla linea B in mappa. Dopo aver inciso una valle ampia e svasata nei depositi sabbioso-ghiaiosi ed argillosi, il corso d'acqua si è approfondito nel substrato roccioso, formando una valle più stretta e con pareti subverticali (paesaggio in primo piano nella foto, linea A in mappa).



Bibliografia essenziale

PIERI P., SABATO L., TROPEANO M. & MARINO M. (1994) - *I depositi plio-pleistocenici della Fossa bradanica lungo i bordi appenninici e Murge* - Itinerario. In: Guida alle escursioni - Congresso Soc. Geol. It., Bari. Quaderni Bibl. Prov. Matera, 15, 33-34 e 105-116. Edizioni Osanna, Venosa (PZ).
PIERI P., SABATO L. & TROPEANO M. (1996) - *Significato geodinamico dei caratteri deposizionali e strutturali della Fossa bradanica nel Pleistocene*. Mem. Soc. Geol. It., 51, 501-515.

Figure

1. Tratto settentrionale (di monte) della gravina, prima che il torrente si infori profondamente nei calcari cretaci e attraversi il centro storico.
2. Schema esplicativo dell'affioramento rappresentato in foto e sua ubicazione in una sezione geologica regionale che taglia le Murge perpendicolarmente al loro asse di allungamento. Il piccolo schema nella finestra di destra della sezione mostra le analogie stratigrafiche e strutturali fra quanto si osserva sul versante occidentale delle Murge (verso la Fossa bradanica) e quanto si osserva sul suo versante orientale (verso il Mare Adriatico).

Golfo di Taranto Isole Chéradi

Ubicazione

Provincia di Taranto
Comune di Taranto
Coordinate geografiche:
17° 10' 09" E
40° 26' 35" N

Per raggiungere il luogo

Dal porto di Taranto previo permesso della Marina Militare; nella stagione estiva collegamenti periodici a cura del Comune di Taranto con mezzi di linea.

Luoghi di osservazione

Navigazione nel Mar Grande di Taranto con mezzi pubblici e/o privati.

Valenze

Scenica, paesaggistica, stratigrafica paleontologica, evoluzione morfologica.



Descrizione

Le Isole Chéradi, San Pietro e San Paolo, sono modellate su depositi marini e continentali di età compresa fra il Pleistocene inferiore e l'attuale. Alla base della successione stratigrafica affiorano le Argille subappennine sulle quali seguono in successione le sabbie limose del Pleistocene medio. In alto sono depositi tipo "panchina" e le coperture eoliche e continentali oloceniche. Le isole sono i lembi residui sopravvissuti all'erosione marina di un più ampio terrazzo marino esteso sino a tutto l'intorno della città di Taranto, modellato durante l'ultima fase interglaciale nota con il nome di Tirreniano. Essa, marcata da un clima ben più caldo dell'attuale e da un livello del mare più alto dell'attuale di circa 6 m, fu accompagnata dalla migrazione nel Mediterraneo di una fauna tropicale di cui una significativa rappresentanza è riconoscibile sull'Isola di San Pietro. Durante l'ultima fase glaciale le isole hanno costituito lo spartiacque fra due profonde incisioni fluviali; queste sono state invase dal mare con la successiva rimonta del mare nell'Olocene e attraverso lo stadio di penisola si è definita la separazione dei due lembi di continente a formare l'arcipelago. Su di esse si osservano emergenze geologiche importanti per la comprensione dell'evoluzione della regione costiera di Taranto come chiave di lettura a valenza internazionale del Tirreniano. Lo studio dei depositi di tale intervallo di tempo, ricchi di resti fossili di molluschi, madrepore, briozoi, ha peraltro permesso di ottenere indicazioni circa il comportamento geodinamico e tettonico di questa parte dell'avampopae. La presenza continua dell'uomo dal Neolitico ad oggi e la ricchezza di insediamenti romani, tardo antichi, medioevali e risorgimentali le rendono luogo ideale per lo studio dell'interazione fra l'ambiente fisico e le dinamiche antropiche.

L'isola di San Paolo non offre la possibilità di ammirare la successione stratigrafica locale, ma la Fortezza Umberto I è stata realizzata con blocchi di calcare del cretaceo della vicina Murgia. Le sue superfici esterne costituiscono un importante museo all'aperto della ricche associazioni a rudiste che caratterizzavano i mari in cui quei calcari si depositarono.



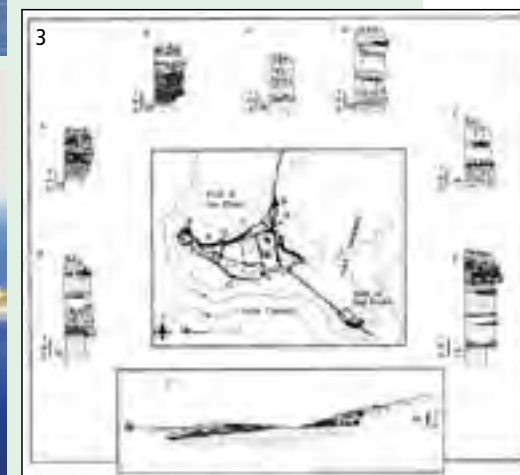
1



2



4



3

Itinerari

Dal punto di vista morfologico l'arcipelago delle Isole Chéradi, che chiude il Mar Grande di Taranto rispetto al Golfo omonimo, è ben visibile dal lungomare del capoluogo ionico. Per accedere alla visita dei dettagli stratigrafici e della ricca collezione paleontologica visibili esclusivamente lungo le falesie che segnano tutto il perimetro dell'Isola di San Pietro, la maggiore delle due, è invece opportuno raggiungere le isole dopo aver ottenuto il permesso per motivi di studio rilasciato dalla Marina Militare proprietaria dell'intero arcipelago. Una volta sbarcati sul pontile dell'Isola di San Pietro è consigliabile affrontare il periplo in senso antiorario verso la spiaggia Apodonia dove sono visibili le cineriti tardo pleistoceniche nei depositi marini terrazzati, per poi procedere verso Punta la Forca ove affiora l'intera successione stratigrafica e quindi procedere per Punta la Dogana e chiudere la visita dell'isola. Sull'Isola di San Paolo è d'obbligo la visita alla fortezza Umberto I realizzata alla fine del XIX secolo in blocchi di calcare cretaceo con una incredibile raccolta di sezioni di fossili.

Bibliografia essenziale

MASTRONUZZI G., MARZO P. (eds) (1999) - *Le Isole Chéradi fra natura, leggenda e storia*. Fondazione Ammiraglio Michelagnoli - Università degli Studi di Bari, Stampasud, Mottola (Ta), 240 pp.

MASTRONUZZI G. (2003) - *Un geosito fra i beni culturali delle Isole Chéradi (Taranto)*. *Geologia Ambientale*, XI, 3, 19-24.

Figure

1. L'Isola di San Paolo vista da sud-ovest.
2. L'Isola di San Pietro vista da est.
3. Ubicazione delle sezioni stratigrafiche più importanti lungo le falesie dell'Isola di San Pietro.
4. La falesia della spiaggia Apodonia, in evidenza l'alternarsi di livelli marini, cineritici e di suoli.

Gravina di Riggio (Grottaglie, Taranto)

Ubicazione

Provincia di Taranto
Comune di Grottaglie
Coordinate geografiche:
17° 24' 40" E
40° 34' 13" N

Per raggiungere il luogo

Dalla città di Grottaglie, verso Crispiano e Martina Franca, prendere via Campitelli direzione NNW in località Belvedere bivio a V; qui prendere a sinistra e procedere per circa 2 km sino a curva a sinistra ove è la testata della gravina.

Luoghi di osservazione

Dalla testata è ben visibile la cascata, mentre dal fianco destro il casale rupestre.

Valenze

Scenica, paesaggistica, stratigrafica, paleontologica, evoluzione morfologica.



Descrizione

La Gravina di Riggio si apre per una lunghezza di circa 1300 m pochi km a NNW di Grottaglie in provincia di Taranto. Essa è nota ed indicata sulla cartografia ufficiale dello Stato alternativamente con il nome di "gravina", con quello di "lama" che con quello di "vallone". Questa evidente sinonimia nell'uso corrente non giustifica un significato genetico del termine rispetto ai processi di formazione delle forme del paesaggio che è più corretto indicare quali incisioni. Con la Gravina di Fantiano e la Lama di Buccito costituiscono richiamo paesaggistico e naturalistico di elevato interesse anche per la presenza di una imponente macchia mediterranea e di una importante presenza zoologica.

La gravina è approfondita nelle Calcareni di Gravina interrompendo la continuità di tre dei terrazzi marini del Pleistocene medio disposti a quote fra i 170 e i 110 m s.l.m.. Poco a N della testata della gravina si legge il passaggio alle eteropiche argille subappennine in cui è inciso il reticolo idrografico tributario della gravina proveniente dal vicino Monte Trazzonara. In essa le calcareniti sono disposte a banchi e a strati poco inclinati verso S-SE, ricchi di fossili marini (in particolare bivalvi e echinidi). Sul fondo della gravina è possibile riconoscere il contatto trasgressivo sui Calcari delle Murge, segnato da presenza di un conglomerato carbonatico con elementi appenninici.

Dal punto di vista morfologico, in testata, la gravina è marcata dalla presenza di una serie di marmite di evorsione che adducono le acque ad una cascata alta circa 10 m nota come "Lu Caggione". I fianchi a scatola e la presenza di importanti frane di crollo ne evidenziano la genesi controllata dal flusso interstiziale dell'acqua fra strati e da fenomeni di alterazione e di "sapping" lì concentrati, inquadrati nel più generale raggiungimento del livello di base da parte delle acque di flusso superficiale. Nei calcari sono evidenti fenomeni di sovrapposizione alla struttura.

Importante è la presenza del casale rupestre ed in particolare del sistema di distribuzione delle acque provenienti dalla vicina cascata.

1



2



3



4

Itinerari

Punti panoramici di facile accesso a chiunque sono distribuiti sul terrazzo in cui è incisa la gravina, principalmente sul versante destro da cui si apprezza una vista panoramica mozzafiato del casale rupestre. Tutta la gravina è percorribile a piedi sul suo fondo anche se con qualche difficoltà dovuta alla presenza di una importante copertura a macchia mediterranea. La presenza di acque nella stagione invernale ne può rendere impossibile il percorso. È consigliato evitare la discesa sul fondo in corrispondenza di acquazzoni a causa della pericolosità delle mure che avvengono generalmente a fine agosto-settembre. Per accedere sul fondo la via migliore è seguire le marmite di evorsione in testata, fiancheggiare la cascata in sinistra orografica e procedere sino all'imbocco di un sentiero segnato da una cavità ipogea con volta forata. Con facilità lo si segue sino al casale dove è un cippo marmoreo che ricorda il Prof. Pietro Parenzan, biologo, esimio studioso delle gravine pugliesi.

Bibliografia essenziale

MASTRONUZZI G., SANSÒ P. (1993) - *Inquadramento geologico e morfologico della Gravina di Riggio (Grottaglie, Taranto)*. Itinerari Speleologici, II, 7, 23-36.

PARENZAN P. (2003) - *La Gravina di Riggio*. A cura di Fornaro A., Valentini V., Schena Ed, Fasano (BR).

Figure

- 1 - Schema geomorfologico. Calcare di Altamura (Cretaceo); 2 - Calcareni di Gravina (Pliocene medio - Pleistocene inf.); 3 - Argille subappennine (Pliocene sup. - Pleistocene inf.); 4 - Calcareni dei terrazzi marini (Pleistocene medio); 5 - depositi dei fondovalle (Olocene); a - reticolo idrografico; b - orli di incisione da sapping; c - terrazzo alluvionale; d - cascate; e - marmite di evorsione; f - conoidi; g - nicchia di frana; h - blocchi di frana isolati; i - principali cavità; l - cave.
2. Una vista della parte più settentrionale della gravina.
3. Il fianco sinistro della gravina segnato da diversi crolli.
4. La cascata "Lu Caggione".

Alta Murgia Dolina e voragine di Notarvincenzo

Ubicazione

Provincia di Bari
Comune di Ruvo di Puglia
Coordinate geografiche:
16° 25' 32" E
40° 59' 24" N
(Ingresso della voragine)

Per raggiungere il luogo

Dal centro di Ruvo seguire la strada comunale per la contrada Ferrata, superandola, sino all'incrocio con il tronco abbandonato della strada II mediana delle Murge. Lungo la strada si potranno effettuare più soste in altre località di interesse geologico e geomorfologico, oltre che naturalistico.

Luoghi di osservazione

Il terreno è pianeggiante, per cui la dolina è visibile solo dal bordo del suo perimetro.

Valenze

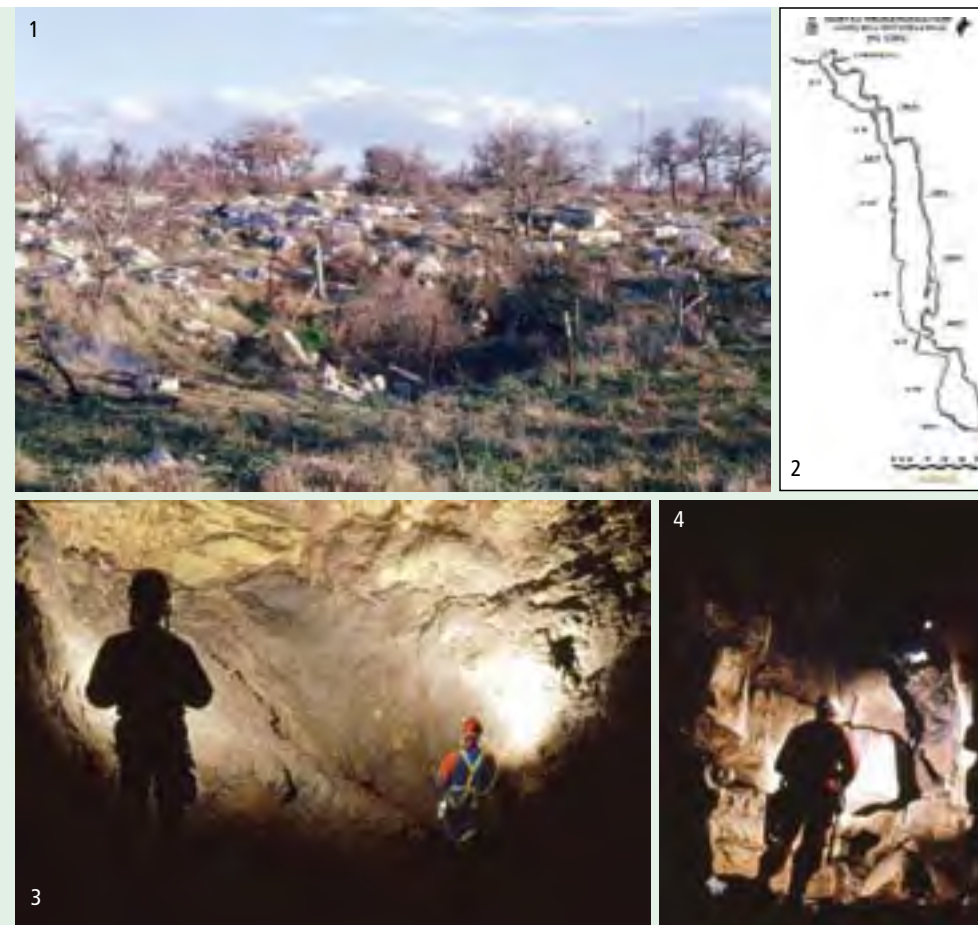
Geomorfologica, geologica.
Esempio di sistema geomorfologico carsico epi-ipogeo.



Descrizione

La contrada è ricca di fenomeni carsici ipogei ed epigei, con altre cavità nel raggio di pochi chilometri. I calcari mesozoici affioranti presentano microforme di corrosione. Il naturale assetto dei blocchi calcarei è assimilabile a dei ruderi (e detto pertanto "ruiniforme") o a dei "pavimenti di roccia" (dove affiorano le superfici di strato), o, più di rado, ai tipici "campi solcati" (o *karren*) delle aree carsiche. Peculiarità di questo versante dell'Alta Murgia è la compresenza di forme carsiche e forme erosive di origine fluviale o torrentizia. Tra le prime, la dolina in oggetto (Fig. 1) e poche altre, tra le seconde, alcune notevoli incisioni vallive (qui dette lame), tra cui spicca la Lama Ferratella (ad Est), che fa parte di un vasto sistema drenante gerarchizzato, tributario del Tiflis che passa per Bitonto e cambia nome in Lama Balice. L'altra lama, ad Ovest, presenta ripidi versanti ed interessanti ambienti rupestri.

La dolina ha forma ellittica con asse maggiore di 100 m circa, e profondità di circa 3 m; la sua genesi è dovuta al processo carsico di dissoluzione della superficie calcarea in corrispondenza di un punto di richiamo delle acque superficiali, che sono quivi convogliate nel sottosuolo attraverso l'inghiottitoio della Voragine di Notarvincenzo (Fig. 2). Questa è accessibile dal 1987, grazie alla disostruzione che ne ha consentito l'esplorazione e la documentazione. È profonda 84 m con andamento essenzialmente verticale e forme simili alle grotte vicine. Funge da inghiottitoio attivo, come testimonia l'abbondanza di fango al suo interno (Fig. 3). Particolare interessante, dal punto di vista geo-litologico, è la presenza di noduli di selce negli strati calcarei (Fig. 4), estremamente rari nel gruppo dei calcari delle Murge.



Itinerari

Il sito è visibile solo trovandosi nelle immediate vicinanze. La perlustrazione della dolina (Fig. 1) e delle immediate adiacenze consente di osservare microforme carsiche sui calcari affioranti. Nel punto più depresso, in un'area soggetta a dissesti e protetta da una rete, si apre l'ingresso verticale della Voragine. Strati calcarei selciferi sono osservabili nel pozzo interno alla voragine (P27), accessibile solo ad esperti di progressione su corda (rif. Gruppo Speleologico Ruvese). N.B. il terreno è in proprietà privata.

Bibliografia essenziale

LAROCCA F. & BERNOCCO S. (1988) - *Grotte e voragini nel territorio comunale di Ruvo di Puglia (Ba). Itinerari speleologici*, Rivista della Federazione Speleologica Pugliese, s.II, n. 3: 33-70.
IANNONE A. & PETRUZZELLI M. (2009) - Comunicazione personale.

Figure

Foto archivio Gruppo Speleologico Ruvese.

Alta Murgia La Rocca e le grotte del Garagnone

Ubicazione

Provincia di Barletta-Andria-Trani, Comune di Spinazzola
Coordinate (M. Castello):
16° 15' 03" E
40° 57' 50" N

Per raggiungere il luogo

Presso la stazione ferroviaria di Poggiorsini, si lascia la SP 230 (ex SS 97) per seguire un breve tratto (100 m) della strada per Corato. Presso il passaggio a livello, una sterrata diretta a Ovest porta dopo circa 3 km ai piedi della rocca.

Luoghi di osservazione

Il sito è visibile, a distanza, per un lungo tratto della SP 230 (ex SS 97), tra Poggiorsini e Spinazzola; più da vicino, lungo la strada di avvicinamento, dal vicino rilievo della Rocca, o dalla sommità dell'altopiano delle Murge, a monte dei ruderi del castello.

Valenze

Geomorfologica, scenica, geologica, storica.



Descrizione

Il sito si trova sulla scarpata che delimita l'Alta Murgia verso la Fossa Bradanica, presso lo sbocco di un ripido solco erosivo che qui si apre in una conoide di deiezione. A destra e a sinistra della valle si trovano due rilievi "gemelli" (M. Castello e La Rocca, Figg. 1 e 2) dalla sommità rocciosa, costituita da calcari mesozoici (Calcere di Altamura). La rilevanza è data dalla convergenza di un insieme di caratteri, geomorfologici e antropici:

- Geomorfologici: 1. la superficie dell'altopiano carsico, i cui tratti fondamentali sono ritenuti paleogenici; 2. la scarpata che delimita il margine dell'altopiano delle Murge, scarpata di linea di faglia (tettonica di età neogenica); 3. la "lama" che incide il versante, con un ristretto bacino imbrifero a monte e la conoide a valle; 4. le brecce di versante, stratificate e cementate; 5. le cavità nelle brecce (Fig. 3) o al contatto tra calcari e brecce, di origine pseudocarsica. Questo tipo di speleogenesi ha avuto luogo in rocce diverse dai calcari mesozoici, sviluppandosi al contatto tra il deposito più poroso (breccia) e il substrato più compatto, con il concorso di processi di dissoluzione, prevalentemente sul cemento, e di erosione dei clasti da parte dei flussi idrici, a luoghi favorita dalla presenza di materiale sciolto.

- Antropici: 1. Il castello di origine normanna (Fig. 1), centro di un antico insediamento ora scomparso; 2. le grotte nelle brecce, ove scavate o almeno ampliate dall'uomo, con rare tracce di incisioni; 3. la masseria Melodia, in quanto esempio del locale sistema insediativo agricolo/pastorale (masseria con jazz); 4. l'ubicazione lungo una via consolare (un ramo della via Appia), dove incrocia una deviazione verso i paesi del versante adriatico.



Itinerari

Il sito è visibile da un lungo tratto della strada Gravina-Spinazzola, nel contesto più ampio di tutta la scarpata dell'Alta Murgia. Due speroni rocciosi (di circa 600 m s.l.m.) delimitano lo sbocco di un ripido solco erosivo che risale verso l'altopiano. Sul M. Castello (a W) si trovano i ruderi (Fig. 1) del Castello di Garagnone (diruto dal sec. XVIII). Numerose cavità di modificazione antropica sono disseminate sulle pendici. La Rocca (ad E) mostra anche un'ampia caverna (Fig. 2); verso Est, nella stessa scarpata, è visibile all'orizzonte il "Sasso di Orlando" con profilo quasi verticale.

Bibliografia essenziale

BOENZI F., PENNETTA L. & DIGENNARO M. (1976) - Osservazioni geologiche sul bordo occidentale delle Murge tra fermata di Acquatetta e Lamapera (Bari). *Bollettino della Società Geologica Ital.*, 96, 169-180.

CALDARA M., CIARANFI N. (1988) - Le brecce polifasiche quaternarie delle Murge settentrionali. *Memorie della Società Geologica Italiana*, 685-695.

LICINIO R. (2010) - *Castelli Medievali. Puglia e Basilicata: dai Normanni a Federico II e Carlo I d'Angiò*. Nuova edizione, Caratteri Mobili, Bari, 365 pp.

Bordo ofantino delle Murge Paleodelta di Minervino

Ubicazione

Provincia di Barletta-Andria-Trani, Comune di Minervino Murge
Coordinate geografiche:
16° 03' 43" E
41° 04' 22" N

Per raggiungere il luogo

Raggiunta la città di Minervino, si segue l'indicazione per la stazione ferroviaria, si oltrepassa il passaggio a livello e si percorre una stretta strada asfaltata per circa 1,7 chilometri; si svolta quindi a sinistra per una strada sterrata che corre lungo una piccola valle con estesi vigneti, e la si percorre per circa 700 metri. Sulla sinistra, in località Boschetto, in destra orografica, a circa 100 metri si vede comparire una piccola cava. Lasciata la macchina si attraversa a piedi la piccola valle accedendo alla cava, dove al suo interno è osservabile il corpo conglomeratico.

Luoghi di osservazione

Dalla stradina sterrata che lo costeggia, oppure con il binocolo dalla collina ad ovest della Valle delle Lame.

Valenze

Stratigrafica, sedimentologica.



Descrizione

Nell'area di Minervino Murge, in località Boschetto il bordo ofantino delle Murge è limitato da un'alta scarpata intagliata nei calcari cretacei dell'Avampaese Apulo. Nella parte ribassata, al di sopra dei calcari cretacei si rinviene un'altra unità carbonatica più recente: la Calcarenite di Gravina, di età infrapleistocenica, all'interno della quale, si osserva un corpo sedimentario grossolano, costituito esclusivamente da ciottoli calcarei provenienti dall'area murgiana. Si tratta di un deposito deltizio di tipo Gilbert, cioè formato da una unità con strati orizzontali al tetto (*topset*), una unità con strati inclinati (*foreset*) che passa lateralmente ad una unità con strati suborizzontali verso bacino (*bottomset*) (Fig. 1). Tale deposito, alimentato da un corso d'acqua simile a quelli che attualmente attraversano l'altopiano carsico delle Murge, e che prendono il nome di "gravine", si estende per circa 200 m ed ha un'altezza che supera di poco i 10 m; l'unità in *foreset* (b nelle Figg. 2, 3) ha un'inclinazione variabile fino ad un massimo di 30°, con strati spessi fino ad un metro, e spesso tappezzati di ostreidi di grandi dimensioni (fino a 20 cm). In generale, ai piedi degli strati in *foreset* si possono osservare oltre agli ostreidi, pectinidi di notevoli dimensioni (fino a 30 cm), mentre nell'unità in *topset* (c nelle Figg. 2, 3) si osservano frequenti bioturbazioni dovute ad echinidi. I clasti, tutti di composizione carbonatica, mostrano dimensioni molto variabili, da alcuni millimetri ad alcun decine di centimetri e possiedono forme svariate. La presenza di tale corpo permette di fare importanti considerazioni di tipo paleogeografico; si può infatti affermare che la scarpata murgiana, dove attualmente sorge l'abitato di Minervino Murge, era già formata durante la sedimentazione del deposito deltizio. Inoltre, per le sue dimensioni limitate e l'ottima esposizione, tale affioramento rappresenta un'opportunità quasi unica per studenti e geoturisti per osservare sul campo i caratteri sedimentari di un deposito deltizio di questo tipo, e in un tale contesto. La fruibilità è legata al fatto che il deposito è ben visibile lungo le pareti di una cava, facilmente accessibile con un'auto.

Itinerari

L'itinerario suggerito per arrivare al paleodelta prevede l'attraversamento della scarpata calcarea delle Murge, di origine tettonica, allungata in direzione N-S, e che si può seguire da Canosa a Minervino Murge lungo la SS97. La strada costeggia la base della scarpata dove si osservano numerose cave che mostrano spesse successioni di calcare cretaceo il cui colore bianco contrasta con quello rosso vivo dei depositi di terre rosse bauxitiche localmente visibili. Sullo sfondo si può osservare il rilievo conico del Monte Vulture e a destra l'ampia valle del Fiume Ofanto. Nei pressi di Minervino si possono osservare depositi di breccie di versante che poggiano in contatto discordante sui calcari cretacei. L'itinerario, una volta raggiunto il paleodelta, può proseguire risalendo la scarpata, fino a Castel del Monte, dove su un alto carbonatico sorge il famoso castello federiciano.

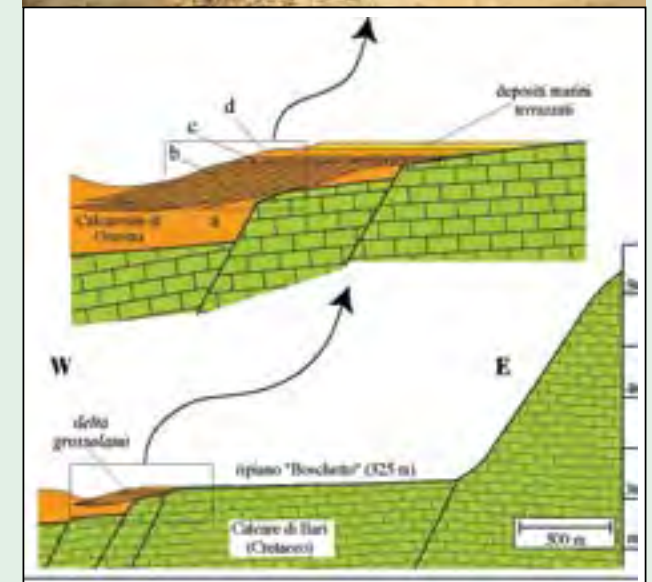
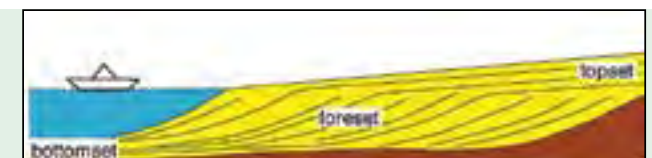
Bibliografia essenziale

SABATO L. (1996) - Delta calcareo terrazzato nella Calcarenite di Gravina (Pleistocene inferiore) (Minervino, Murge nord-occidentali). Mem. Soc. Geol. It., 51, 517-526.

SABATO L. (2003) - Il sito del paleodelta di Minervino (Murge nord-occidentali). In: "Conservazione e valorizzazione del patrimonio geologico". Suppl. Fasc 1/2003 Geologia dell'Ambiente, Atti Convegno Rionero in Vulture, 13-14 aprile 2002, 193-200.

Figure

1. Schema semplificato di un delta di tipo Gilbert, dove si osservano strati con disposizione *bottomset*, *foreset* e *topset*.
2. Parete di cava ritagliata longitudinalmente nei depositi deltizi calcarenitici, che permette l'osservazione degli strati con disposizione *foreset* e *bottomset*.
3. La sezione geologica in basso mostra i rapporti stratigrafici fra il substrato cretaceo e la Calcarenite di Gravina, plio-pleistocenica, nei pressi di Minervino Murge; la sezione geologica in alto mostra il particolare assetto della Calcarenite di Gravina in cui è inserito il paleodelta.



La Murgetta Rossa (Spinazzola) e le cave di bauxite

Ubicazione

Provincia di Barletta-
Andria-Trani,
Comune di Spinazzola
Coordinate geografiche:
16° 10' 55" E
40° 59' 15" N
(centro dell'area)

Per raggiungere il luogo

Lungo la strada tra il
Castel del Monte e Spi-
nazzola, si diramano due
strade secondarie che
portano alle cave, una
sterrata verso E (cave più
grandi), l'altra verso W
(cave più piccole).

Luoghi di osservazione

Una panoramica delle
cave è osservabile solo
dal ciglio di esse.

Valenze

Scenica, geomorfologica;
esempio di storia geolo-
gica delle Murge.



Descrizione

La sommità dell'altopiano murgiano, presso il suo margine occiden-
tale (contrada Murgetta Rossa, comune di Spinazzola) si presenta
con una superficie subpianeggiante, con numerose doline, tagliata
da una scarpata di linea di faglia e incisa da un solco erosivo (lama
del Cavone).

Una discontinuità nella successione carbonatica, tra il calcare di Bari
(Cenomaniano medio) e il Calcare di Altamura (Coniaciano inf.) è evi-
deziata dalla presenza di un deposito bauxitico rossastro che riempie
antiche depressioni paleocarsiche (doline e *canyons*) sviluppatesi nel
calcare di Bari durante la fase continentale mesocretacea (Luperto
Sinni, 1999). La località è caratterizzata dal colore intenso dei residui
terrosi delle 17 cavità, riportate alla luce con le attività estrattive (ad
opera della SAVA, tra il 1950 e il 1978). Altri elementi notevoli del
paesaggio sono: (a) la scarpata (di linea di faglia) che delimita l'alto-
piano con un dislivello di circa 200 m; (b) la falda detritica lungo tale
versante, costituita da brecce cementate e stratificate; (c) le profonde
incisioni delle "lame" nel ciglio del gradino, a cui corrispondono co-
noidi di deiezione (d) al piede del versante; a ciò si aggiungono i
fenomeni carsici, come le doline, e alcuni inghiottitoi notevolmente
sviluppati, tra cui la Voragine del Cavone (Pu21, profonda 90 m) e la
Grotta della Volpe (Pu1543, profonda 110 m).

Sul fondovalle, le più recenti cave di calcare mostrano la successione
cretacea con le sue strutture tettoniche e, nella parte bassa del ver-
sante, tagliano anche i depositi cementati di versante (brecce).



1



2

Itinerari

Le cave più grandi si trovano ad Est e le minori ad Ovest della Lama Cavone e della S.S. 170
che corre sul fondovalle. Dal ciglio della maggiore delle prime è osservabile il panorama della
lama, delle più recenti cave di calcare, e di alcune cave di bauxite dell'opposto versante. Presso
queste ultime è possibile una sosta sul ciglio della scarpata naturale dell'Alta Murgia, rivolta
alla Fossa Bradanica, e un'altra sosta alla vicina dolina in cui si apre la Voragine del Cavone,
pericolosa grotta verticale dall'impressionante ingresso ad imbuto.

Bibliografia essenziale

LUPERTO SINNI E. (1999) - *Cave di bauxite in località Murgetta Rossa (Itinerario n. 6, sosta 6.4)*. In Puglia e
Monte Vulture (Guide Geologiche Regionali), Be-Ma editrice; p. 206-207.

PORCELLI M. (2006) - *Le cavette di bauxite di Spinazzola nelle immagini d'archivio: una scoperta che vive nel
ricordo*. Ricerche speleologiche (bollettino del CARS), n. 1, 86-97.

Figure

1. Vista panoramica delle cave più grandi (zona orientale del distretto estrattivo) (Foto M. Fracchiolla).
2. Dettaglio dei depositi di terra rossa ricca di bauxite nella cava più grande.

Costa Adriatica Città di Molfetta Cava ad orme di dinosauro S. Leonardo

Ubicazione

Provincia di Bari
Comune di Molfetta
Coordinate geografiche:
16° 34' 26" E
41° 10' 54" N
(centro della cava)

Per raggiungere il luogo

Da Molfetta, in direzione Ruvo, dopo il cavalcavia e il bivio per il Pulo, si prende la strada vicinale S. Leonardo in corrispondenza di un'edicola religiosa a sinistra. Lungo la strada vicinale si trova l'indicazione del sito.

Luoghi di osservazione

Strada vicinale S. Leonardo, pressi svincolo autostrada A14 uscita Molfetta sud.

Valenze

Scientifica (paleontologica) e turistica.



Descrizione

Lungo la costa fra Trani e Giovinazzo, in una fascia larga un chilometro, affiorano calcari cretacei di età aptiana (110-115 Ma) appartenenti alla Formazione del Calcare di Bari. I calcari, di colore bianco giallastro in strati e lenti, con livelli argillosi, testimoniano non solo la presenza di ambienti adatti alla vita dei dinosauri ma, per via dei microrganismi fossili ritrovati, anche la presenza di fonti di acqua dolce. Il sito, scoperto nel 2006, è in fase di studio col progetto "Dinosauria Adriatica", in Collaborazione con il Dipartimento di Geologia e Geofisica dell'Università di Bari (finanziato dal progetto "Bollenti Spiriti - Giovani idee per una Puglia Migliore" assessorato alla Cittadinanza attiva della Regione Puglia).

Dei quattro siti ad orme di dinosauro ritrovati nel nord barese, il più spettacolare è quello di Molfetta; qui in una cava, su circa 1700 metri quadri, si trovano centinaia di orme di dinosauro. La superficie calcarea presenta diverse specie di orme: tracce tridattile di grandi e piccoli Teropodi (dinosauri carnivori), grandi orme tondeggianti di Sauropodi (dinosauri dal collo lungo), diverse orme di vegetariani quali Ornitopodi (dal becco ad anatra) e Tierofori (dinosauri corazzati). Peculiarità di questo sito è che le orme sono organizzate in piste anche lunghe decine di metri e sono ben distinguibili anche ad un profano di paleontologia. Nell'avampese apulo oggi sono noti ben 19 siti ad orme di dinosauro in formazioni di età compresa fra il Giurassico terminale ed il Cretaceo superiore, in località che vanno dal Gargano alle Murge al Salento; tra essi questo sito risulta sicuramente uno dei più belli per varietà di specie e spettacolarità.



Itinerari

Il sito è osservabile sia dal ciglio della cava che dal suo interno, accedendo, previa autorizzazione, e muovendosi sulla superficie dinoturbata. Attualmente l'area è in fase di rilievo con tecniche di laser scanning per una prima musealizzazione, in vista di una auspicata apertura alle visite, usufruendo anche di un piccolo centro di accoglienza.

Considerata la breve distanza, si consiglia la visita congiunta del Pulo di Molfetta, così da avere un quadro completo della storia pugliese che spazia dall'epoca dei Dinosauri fino ai villaggi neolitici e alla archeologia industriale presenti nel Pulo. Il tutto inserito nell'ambiente carsico e nelle campagne molfettesi dove sono presenti innumerevoli masserie fortificate e tipiche coltivazioni autoctone, come l'ulivo e la vite da cui si producono ottimi olii extravergini e vini come il moscato. Anche la città offre spunti per visite a carattere storico-architettonico, quali la cattedrale romanica e l'ospedale dei Templari.

Bibliografia essenziale

PETRUZZELLI M. (2008) - *Dinosaur print in the Calcare di Bari Fm., Aptian of North-Oriental Murge Highland. Laserscanner 3D tracking*. Tesi di laurea. Università degli studi di Bari. 134 pp, 7 tavv.
PETRUZZELLI M., FRANCESCANGELI R. (2008) - *Dinosaur tracksites in the Aptian/Albian North-West of the Murge highlands. 3D laser scanner monitoring and reproduction*. (Bari limestone Fm., Apulia, Italy). Abstract book, Acts of the Second International Congress of ichnology, Ichnia 2008, Krakow, Poland. pp 104.

Figure

1. Panoramica della cava di S. Leonardo, con lo strato dinoturbato in affioramento (Foto di M. Petruzzelli).
2. Dettaglio della superficie, con orme tridattile (Teropode).

Grotte carsiche sedi di culto

Grotta di Sant'Oronzo, Turi

Ubicazione

Provincia di Bari
Comune di Turi
Coordinate geografiche:
17° 00' 59" E
40° 55' 26" N

Per raggiungere il luogo

Dal centro di Turi prendere la strada per Rutigliano, superate le ultime abitazioni della cittadina, svoltare a sinistra per il cimitero; la grotta si trova al di sotto dell'omonima chiesa costruita, nel XVIII secolo, accanto all'ingresso del cimitero.

Luoghi di osservazione

Alla grotta si accede (su prenotazione) percorrendo una scalinata che si apre nella navata centrale della Chiesa.

Valenze

Scenica, storico-culturale.



Descrizione

La cavità carsica è scavata nelle rocce cretacee della Formazione del Calcare di Bari (età: Cenomaniano - Turoniano). Alla grotta si accede per mezzo di una scalinata al centro della navata della chiesa. Il piano di calpestio si trova a circa 7 metri dal piano stradale. In origine dalla volta della cavità pendevano numerosi speleotemi, questi risultano oggi quasi del tutto asportati.

L'altare dedicato al Santo è stato costruito nel 1760 in una nicchia scavata nella roccia ed è delimitato a sinistra da una colonna di calcite e a destra dalla parete della cavità.

Il pavimento di fronte all'altare è costituito da 238 formelle in maiolica della dimensione di 20 x 20 cm circa, assemblate secondo una maglia ortogonale di 14 ricorsi orizzontali per 17 verticali per una dimensione totale di cm 280 x 340 circa. Le formelle riproducono soggetti astratti, zoomorfi, antropomorfi, paesaggistici, sono composte da un "biscotto" d'argilla porosa di cm 2 circa di spessore e da uno strato di smalto invetriato di colore blu e giallo su fondo bianco. Sulla sinistra dell'altare una scalinata permette l'accesso ad una breve galleria che conduce in un secondo ambiente sotto la cui volta si apre un pozzo sormontato dalla cappella del lucernario costruita nel 1727.

La grotta di Sant'Oronzo è un luogo sacro per i turesi fin dal XVII secolo. Di racconti sulla scoperta della cavità ce ne sono diversi, e molti ricalcano uno schema comune ad altre leggende che caratterizzano altri luoghi sacri pugliesi (e non solo).



1



2

Itinerari

Grazie al senso del mistero suscitato dagli ambienti ipogei, in tutte le civiltà cavità sotterranee sono state considerate luoghi sacri. In Puglia molte sono le grotte adibite a culto religioso. Forse la più famosa è la grotta di San Michele presso Monte Sant'Angelo, sul Gargano. Ma ve ne sono di più antiche, come la famosa grotta dei Cervi, presso Porto Badisco (Otranto, LE), dove le raffigurazioni all'interno non lasciano dubbi circa la funzione religiosa del luogo. Nell'area delle Murge numerose sono le chiese cattoliche in grotta; per citarne solo alcune: la grotta di San Michele in Monte Laureto e la Grotta della Madonna delle Grazie a Putignano, quella di San Michele presso Minervino Murge e la grotta del Santuario di Santa Maria degli Angeli, poco al di fuori dell'abitato di Cassano.

Bibliografia essenziale

COMPARELLI A. & MANGHISI V. (1992) - *La grotta di S. Oronzo a Turi (Bari)*. Atti del II Convegno di Speleologia Pugliese. Castellana Grotte, 5 - 6 dicembre 1992, pp. 201 - 207.

La descrizione del pavimento maiolicato è tratta da una relazione dall'architetto Giuseppe Giannini che ne ha studiato i problemi relativi alla conservazione.

Figure

1. L'altare.
2. Da sinistra a destra: pavimento alla base dell'altare; stalagmite; pozzo-lucernario situato in corrispondenza dell'estremità sud-ovest della cavità.

Ittioliti cretacei Lama San Giorgio, Rutigliano

Ubicazione

Provincia di Bari
Comune di Rutigliano
Coordinate geografiche:
16°59'13" E
40°58'50" N

Per raggiungere il luogo

La chiesa dell'Annunziata può essere raggiunta imboccando la sc Annunziata dalla SP 240. Lasciata l'auto nei pressi della chiesa è possibile procedere a piedi lungo il solco erosivo.

Luoghi di osservazione

Gli strati fossiliferi, fittamente laminati, sono osservabili in più punti e maniera discontinua lungo i versanti calcarei.

Valenze

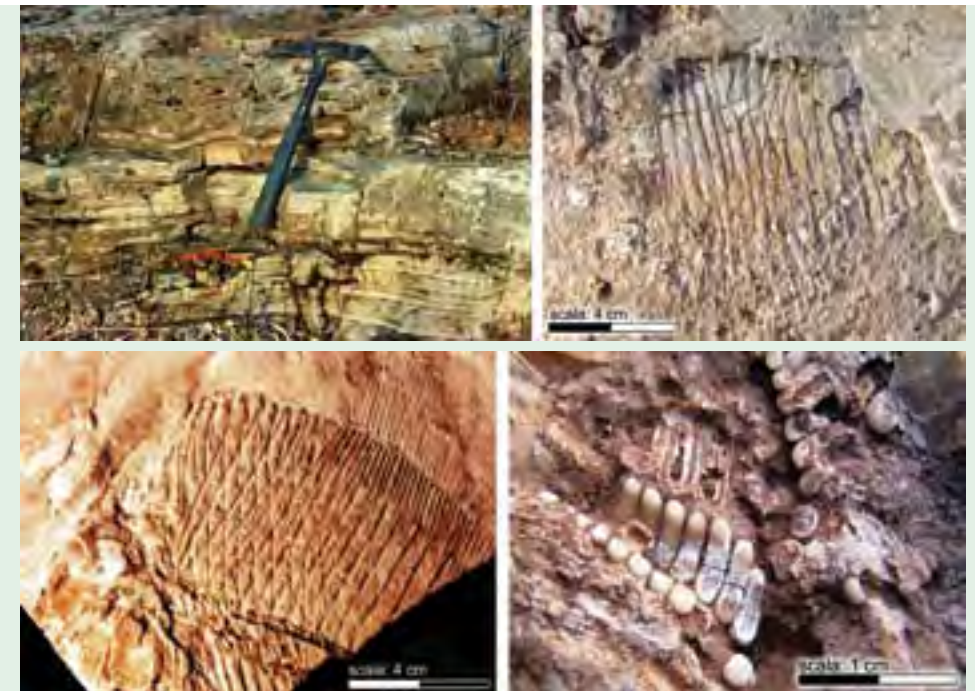
Paleontologica.
Interesse paleogeografico.



Descrizione

A sud-ovest di Rutigliano, nei pressi della chiesa rurale dell'Annunziata, il solco erosivo di Lama San Giorgio incide il substrato per una profondità di 15 - 20 m. In alcuni punti lungo i fianchi della lama affiorano calcari fittamente laminati (foto in alto a sinistra) contenenti rari fossili di pesci in buono stato di conservazione. L'analisi della microfauna ha permesso di datare queste rocce al Cretaceo (Cenomaniano inferiore - medio, circa 95 milioni di anni fa). Finora non sono stati condotti studi di dettaglio sulla fauna a pesci; un'analisi preliminare ha permesso di stabilire la presenza di specie appartenenti al gruppo estinto dei Picnodonti (Ordine Pycnodontiformes), pesci ritenuti ecologicamente affini agli sparidi attuali (foto in alto a destra e in basso a sinistra). Ritenuti conchiofagi, grazie alla loro robusta dentatura (foto in basso a destra), gli studiosi ipotizzano che questi animali vivessero in aree litorali, presso le scogliere o vicino al fondale. Altri fossili ritrovati sembrano appartenere ad un gruppo affine ai Clupeidi (Ordine a cui appartengono le attuali acciughe).

Lo scenario paleogeografico ricavabile dai caratteri sedimentologici e dalle associazioni fossilifere è quello di un'ampia area costiera sulla quale potevano instaurarsi più o meno estesi bacini, isolati dal mare aperto, in cui alcuni organismi, trasportati dal moto ondoso, potevano rimanere intrappolati in condizioni proibitive per la loro sopravvivenza (elevata salinità, basso tenore d'ossigeno ecc.), ovvero arrivare già morti. In ambedue i casi la scarsa ossigenazione del fondo e l'assenza di necrofagi ne avrebbe permessa la fossilizzazione.



Itinerari

Il territorio circostante la chiesa dell'Annunziata è parte dell'area naturale protetta di Lama San Giorgio (legge regionale n. 19/97), il cui parco è in via di istituzione. Le "lame" sono ciò che resta di un antico reticolo idrografico che, sebbene non attivo, si presenta a luoghi ben organizzati. Risparmiate dalle profonde trasformazioni ad opera dell'uomo, molte lame ospitano relitti dell'originaria vegetazione naturale. In quest'area la Lama San Giorgio conserva tracce di un'antica frequentazione umana. Nei pressi della chiesa, nella vicina località San Martino e in alcune grotte che si aprono sui versanti della lama sono state rinvenute testimonianze risalenti a diverse fasi cronologiche a partire dal Neolitico. L'area dell'Annunziata è meta di escursionisti; in particolar modo è radicata l'usanza di trascorrere in questi luoghi il lunedì di Pasquetta, dove le persone stringono indissolubili vincoli di amicizia, diventando "compari", secondo il tradizionale rito del "passa passa".

Bibliografia essenziale

DAMATO A., a cura di (1999) - *Ambiente, archeologia, storia: segni della Lama dell'Annunziata*. Catalogo dell'omonima mostra, 208 pp.

LUPERTO SINNI E., REINA A. & SIMONE O. (1996) - *Osservazioni geologico - stratigrafiche preliminari su un livello di calcari "ittiolitici" del Cenomaniano delle Murge (Puglia)*. Memorie della Società Geologica Italiana, 51, pp. 315 - 320.

SIMONE O. (1995) - *Studio di alcuni affioramenti cenomaniani nella tavoletta 'Masseria Purgatorio', F° 190, IV NO. Tesi di laurea inedita* - Università degli Studi di Bari, Dipartimento di Geologia e Geofisica (Relatrice Prof. ssa E. Luperto Sinni).

Figure

L'esemplare raffigurato in basso a sinistra era custodito, nel 1994, presso la sede dell'Archeoclub di Rutigliano. Le foto in alto a destra e in basso a destra, realizzate sul campo, ritraggono fossili ancora inglobati nella roccia.

Brecce ad intraclasti nel Calcare di Bari Lungomare di Giovinazzo

Ubicazione

Provincia di Bari
Comune di Giovinazzo
Coordinate geografiche:
16° 21' 21" E
41° 11' 24" N

Per raggiungere il luogo

Percorrendo la SS 16 bis sia che si proceda in direzione Bari che in direzione Foggia, prendere lo svincolo Giovinazzo/Bitonto ed imboccare via Bitonto seguendo le indicazioni per raggiungere il centro cittadino di Giovinazzo. Dopo aver percorso circa 1,5 km svoltare a sinistra su via Bari e proseguire verso il centro per circa 600 m fino a Piazza Umberto I. Dopo aver attraversato la piazza proseguire dritto per Via Crocifisso in direzione Molfetta percorrendo circa 200 m. Al primo incrocio semaforizzato svoltare a destra su via De Turcolis e proseguire fino a raggiungere l'incrocio con il Lungomare Marina Italiana. Svoltare a sinistra sul lungomare e parcheggiare appena possibile. Il sito si osserva scendendo lungo le scalinate che permettono di raggiungere dal lungomare gli scogli lambiti dal mare. Con le spalle rivolte al mare è possibile ammirare la falesia rocciosa che delimita il lungomare di Giovinazzo. La falesia è costituita da una successione calcarea stratificata a cui si intercalano tre livelli magnificamente conservati di brecce cretache costituite da intraclasti di colore nero.

Luoghi di osservazione

Falesia in roccia del Lungomare di Giovinazzo.

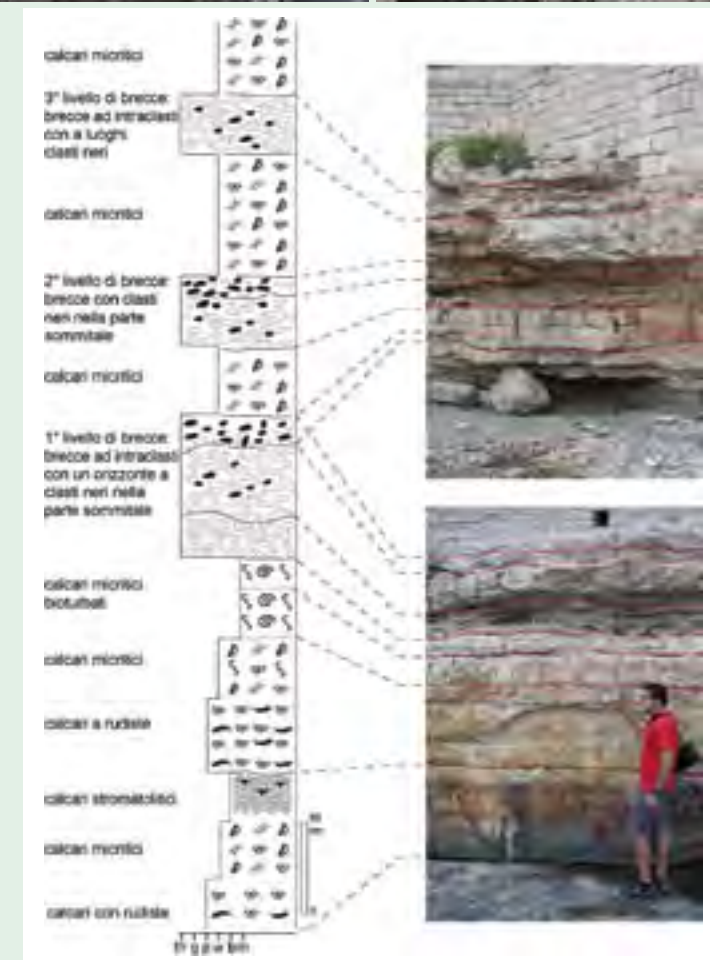
Valenze

Stratigrafica, sedimentologica.



Descrizione

La successione cretacea del Calcare di Bari affiora estesamente in tutto il territorio delle Murge ed è costituita prevalentemente da calcari formati in ambienti di mare basso comparabili con le moderne piane tidali e lagune a sedimentazione carbonatica che si sviluppano su alti intraoceanici attuali a latitudini tropicali in corrispondenza di aree a bassissimo gradiente morfologico dette piattaforme carbonatiche (Bahamas, Belize, Golfo Persico ecc.). Il sito di Giovinazzo evidenzia come la sedimentazione carbonatica marina in questo tipo di ambienti durante il Cretaceo non fosse continua ma intervallata da fasi di emersione subaerea sufficientemente lunghe da determinare lo sviluppo di processi pedogenetici. Tali processi sono osservabili sia come effetto della bioturbazione dei calcari ad opera di radici di piante terrestri sia come formazione di brecce che mostrano spessori variabili da qualche decimetro al metro. La peculiarità del sito di Giovinazzo è quella di presentare tre distinti livelli di brecce, intercalati nei calcari micritici, costituiti da intraclasti neri immersi in una matrice residuale argillosa verdastra. Tali livelli rappresentano il prodotto dell'alterazione meteorica prolungata dei calcari che venivano progressivamente brecciati e disciolti nelle acque meteoriche sottosature in carbonato di calcio. La matrice argillosa costituiva il prodotto insolubile della dissoluzione meteorica dei calcari e si depositava come materiale residuale. Il colore nero dei clasti è dovuto alla presenza di materia organica che impregnava il sedimento carbonatico. La conservazione della materia organica suggerisce che gli ambienti in cui si sono deposte le brecce ad intraclasti neri corrispondevano ad ambienti anossici (privi di ossigeno) quali paludi o stagni costieri. Oltre all'importanza sedimentologica, questo affioramento presenta una importanza stratigrafica di livello almeno nazionale, perché gli eventi di esposizione subaerea durante la sedimentazione della Piattaforma Apula permettono di effettuare una correlazione regionale con successioni coeve affioranti in altre aree che abbiano registrato lo stesso fenomeno di abbassamento relativo del livello del mare nello stesso intervallo di tempo.



Bibliografia essenziale

SPALLUTO L. (2008) - *Sequence stratigraphic interpretation of elementary depositional sequence in the late Albian shallow-water carbonate succession of the Apulian Platform*. In: *Post-Congress Field trip Guide, GeoSed Bari 2008*, 14-20.

PIERI P., SPALLUTO L., SABATO L., TROPEANO M., ANDRIANI G., CAFFAU M., LABRIOLA M., MAGGIORE M., MARINO M. & WALSH N. (2010) - *Note illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000, Foglio 438 "Bari"*. Progetto CARG, ISPRA. In fase di stampa, 104 pp.

L'arco naturale della Grotta di Sella Polignano a Mare

Ubicazione

Provincia di Bari, Comune di Polignano a Mare
Contrada Pozzo Vivo
Coordinate geografiche:
17° 15' 11" E
40° 58' 58" N

Per raggiungere il luogo

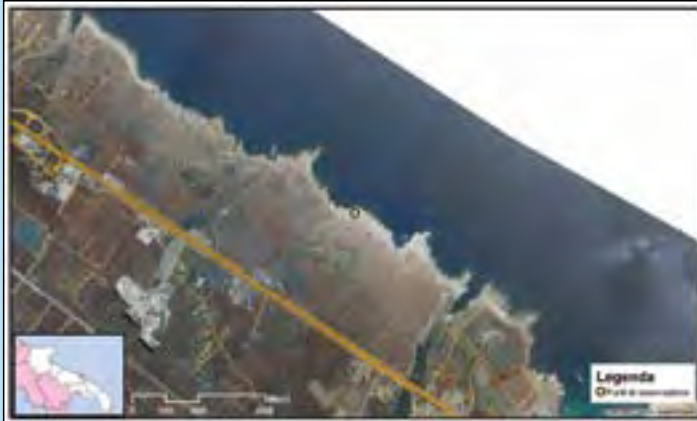
Dall'uscita Monopoli Nord della SS 16 bis si accede alla complanare sul lato mare. Questa porta alla Torre Incine, presso la cala e la lama omonime. Di qui si raggiunge la grotta a piedi camminando lungo costa verso NW per circa 600 metri.

Luoghi di osservazione

Il terreno è pianeggiante, per cui la grotta è visibile solo da vicino. In alternativa, un'altra prospettiva è visibile dal mare.

Valenze

Geomorfologica, geologica, scenica.
Esempio di sistema geomorfologico carsico costiero epi- e ipogeo.



Descrizione

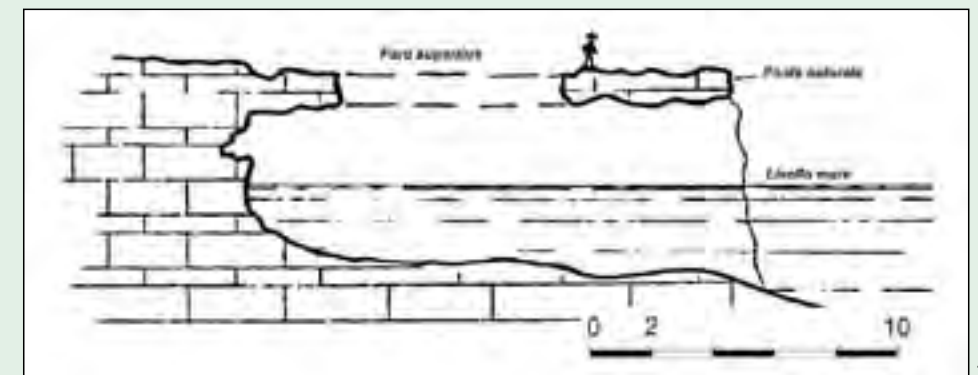
Il tratto della costa adriatica pugliese compreso tra Monopoli e Polignano a Mare, basso e roccioso, presenta in affioramento sia le calcareniti plio-pleistoceniche, sia i calcari mesozoici.

I fenomeni carsici più antichi interessano i calcari, mentre le calcareniti registrano effetti dei processi più recenti. Tra questi l'incisione delle "lame" costiere con i relativi processi di arretramento dei versanti per crolli, la corrosione alveolare, il carsismo di contatto con i calcari, il carsismo per miscela di acque al livello di falda, e frequentemente, presso la riva, gli effetti combinati di tali processi con la dinamica del mare e del moto ondoso.

Tra questi effetti, risulta esemplare, ma soprattutto di effetto scenico, un foro nella roccia, largo una decina di metri, che dà adito alla sottostante cavità, la Grotta di Sella, con accesso dal mare. Questa, come altri fenomeni a scala minore, mostra l'acqua marina al di sotto della superficie costiera.

È degna di osservazione la varietà di "micropaesaggi" modellati dagli agenti atmosferici lungo la costa, il cui aspetto cambia da luogo a luogo a seconda della litologia e della struttura delle rocce affioranti. Queste sono prevalentemente calcareniti pleistoceniche nel tratto presso Monopoli, ma cedono gradualmente il posto ai calcari cretacei nella direzione di Polignano a Mare.

Tra le altre numerose grotte costiere vanno citate le vicine Grotta dei Colombi (Pu60), della Cappella di Cristo (Pu56), la Cavernetta di Baia Torre Incine (Pu308), e la Grotta Cerosa (Pu54).



Itinerari

Il sito è parte di un intervallo di costa che merita escursioni tanto via terra quanto via mare. Da Torre Incine allo scoglio dell'Eremita i suggestivi panorami hanno sempre significato geomorfologico oltre che valore ecologico e scenico. Se le grotte principali sono una ventina, le attrattive paesaggistiche e culturali includono Cala Incine con la torre e le sue caverne e, non lontane, le città di Polignano e Monopoli.

Bibliografia essenziale

FAVALE F. F. (1994) - *Le grotte di Polignano*. Federazione Speleologica Pugliese, Collana monografica di Itinerari Speleologici, Manduria (Ta), pp. 250.
IURILLI V. & PALMENTOLA G. (2007) - *I paesaggi carsici della Puglia*. In "Grotte e carsismo in Puglia" ed. Federazione Speleologica Pugliese/Regione Puglia, Assessorato all'Ecologia, 47-52.

Figure

1. Vista da terra della cavità: l'arco naturale, relitto del crollo.

2. Sezione schematica della Grotta di Sella (Federazione Speleologica Pugliese, Catasto Speleologico della Puglia, scheda Pu55).

La grotta di Nove Casedde Martina Franca

Ubicazione

Provincia di Taranto,
Comune di Martina
Franca,
Coordinate geografiche:
17° 25' 18" E
40° 36' 50" N

Per raggiungere il luogo

Tra Martina F. e Villa Castelli (contrada Specchia Tarantina) la strada rurale "Spezzatarallo" (100 m a W della chiesa) porta (verso S) dopo 1350 m nei pressi della cavità. Questa è 200 m a E, in un terreno privato chiuso da cancello, raggiungibile anche dalla strada per Grottaglie.

Luoghi di osservazione

La grotta è visibile solo dall'interno. L'ingresso è protetto da una recinzione che lo nasconde.

Valenze

Scientifica, scenica, geomorfologica, archeologica, ecologica (rifugio per colonie di chiroterri).



Descrizione

La grotta è una delle più imponenti delle Murge di Sud-Est, sia per la dimensione degli ambienti, sia per quella delle concrezioni calcitiche presenti al suo interno. A ciò si aggiungano rilevanti fenomeni carsici, le colonie di chiroterri, appartenenti a 4 specie diverse e presenti in centinaia di esemplari, e i ritrovamenti di manufatti preistorici. Va considerata parte di un sistema carsico epigeo ed ipogeo che comprende anche una vicina dolina, profonda 15 m e situata in superficie presso il punto estremo della grotta.

L'accessibilità relativamente facile la rende anche fruibile alle visite di piccoli gruppi, pur senza averne snaturato le caratteristiche originarie. È composta di tre ambienti; vi si accede per un foro da crollo nella volta, che porta in una grande caverna illuminata dalla luce esterna, profonda circa 20 m. Questa, in basso, si dirama in due direzioni, un ramo di minor dimensione (verso Ovest) e un grande salone che approfondendosi si allunga verso Sud per oltre 60 m. Qui si trovano i più imponenti complessi di concrezioni, detti "Tempio" (in alto) e "Organo" (presso il fondo), con dimensioni dell'ordine della decina di metri. Il fondo è costituito da uno spesso deposito di crollo, con grandi blocchi di roccia e di antiche concrezioni, ricoperto da una colata calcitica.

Ricerche recenti hanno datato gli eventi di crollo a circa 100000 anni fa, mettendoli in relazione con eventi tettonici (o anche sismici) che hanno condizionato l'evoluzione morfologica della località. Dal 2005 la cavità ospita due stazioni di controllo micrometrico delle deformazioni tettoniche.



1



2

Itinerari

La grotta è una tra le numerose presenti in questo settore delle Murge; è in proprietà privata, ma visitabile dietro richiesta ai proprietari del terreno. È degna di nota anche la meno grande Grotta del Cuoco, presso l'omonima masseria, ma più "tecnica". Inoltre, nelle vicinanze è visibile il panorama del ripido versante meridionale delle Murge, con vista verso Taranto e il golfo. A pochi chilometri si trovano Martina Franca, città d'arte (con apprezzati esempi di barocco), e Grottaglie, città delle ceramiche, nell'area delle Gravine.

Bibliografia essenziale

OROFINO F. (1970) - *Grotte e voragini di Martina Franca*. Itinerari speleologici (5), l'Alabastro, n. 6, p. 33-34.
IURILLI V., CACCIAPAGLIA G., SELLERI G., PALMENTOLA G. & MASTRONUZZI G. (2009) - *Tectonics and karst morphogenesis in south-eastern Murge (Apulia, Italy)*. Geografia Fisica e Dinamica Quaternaria, n. 32 (2), 145-155.

Figure

1. Uno dei grandi ed antichi complessi di concrezioni della grotta, denominato "Organo", alto 12 m.
2. L'ingresso visto dall'interno.

Dune costiere di Torre Canne - Rosa Marina (Ostuni - Fasano, Brindisi)

Ubicazione

Provincia di Brindisi
Comune di Fasano e Ostuni
Coordinate geografiche:
17° 32' 13" E
40° 48' 24" N

Per raggiungere il luogo

Dalla superstrada adriatica Bari - Brindisi (SS 379 - E55), superata Torre Canne ogni via di accesso laterale sino a Rosa Marina dove, proprietà privata, è consentito accedere a piedi.

Luoghi di osservazione

Da Torre San Leonardo, località delle coordinate geografiche, è visibile tutta l'area costiera. Per una vista completa delle dune Tirreniane occorre salire su di esse, lungo il lato sud della SS 379.

Valenze

Scenica, paesaggistica, stratigrafica, evoluzione morfologica.



Descrizione

La fascia costiera estesa da Torre Canne sino a Rosa Marina ricade in buona parte nel territorio del "Parco Regionale delle Dune Costiere fra Torre Canne e Torre San Leonardo". Il paesaggio costiero qui è segnato dalla presenza di due cordoni dunari separati da una zona retroduna attuale, in parte coltivata, con piana a *Salicornia* sp. ed aree umide. Per i preziosi caratteri di naturalità che la fascia costiera ancora conserva essa è stata definita area S.I.C. (L.R. n.19 del 2.07.1997). Dal punto di vista morfologico e sedimentologico la spiaggia presenta i caratteri di una *stationary barrier* oggi in arretramento causa il bilancio sedimentario negativo di tutta la spiaggia. I sedimenti che costituiscono la spiaggia sono rappresentati, essenzialmente, da sabbie carbonatiche da medie a fini, di origine terrigena derivanti dalle vicine coste rocciose calcarenitiche. Frequenti sono le concentrazioni meccaniche di minerali pesanti provenienti dal vicino edificio vulcanico del Monte Vulture, recapitati a mare dall'Ofanto e distribuiti lungo tutta la costa adriatica dal drifting litoraneo. Non più del 20% delle sabbie è, invece, di origine bioclastica. Sia a limitare verso terra l'insenatura, sia lungo le coste rocciose e le pocket beach di Rosa Marina, è presente un cordone dunare polifasco che si eleva sino a circa 12 m s.l.m.. Esso è parzialmente stabilizzato da vegetazione arbustiva ed arborea della macchia mediterranea a Ginepro coccolone. La sua base, in discontinuità sulle sottostanti calcareniti di Gravina e a luoghi su quelle Tirreniane dei terrazzi marini attraverso un suolo color rosso fegato, è costituita da un sottile livello di sabbie con rari resti di bivalvi marini; verso l'alto è un deposito eolico a stratificazione ad alto angolo ed incrociata ben cementata con resti di gasteropodi continentali dell'Olocene medio (circa 6.000 anni dal presente). Su di esso poggiano sabbie sciolte con discontinui livelli di suoli della fase eolica di età greco-romana e di quella medioevale. Oltre le aree umide, purtroppo tagliato dalla superstrada, è invece il cordone dunare cementato relativo allo stazionamento del livello del mare a circa +6 m rispetto l'attuale durante il Tirreniano.



Itinerari

Partendo da Torre San Leonardo verso Torre Canne (circa 6 km) è possibile riconoscere i cordoni dunari olocenici, a luoghi squarciati da stabilimenti balneari, ed i loro rapporti con le sorgenti di Torre Canne e gli stagni costieri di Lido Morelli e di Fiume Piccolo.

Verso Villanova invece, all'interno del villaggio di Rosa Marina, la sequenza poggia sul basamento roccioso locale ed è in buono stato di conservazione.

Bibliografia essenziale

- DINI M., MASTRONUZZI G., SANSÒ P. (2000) - *The Effects of Relative Sea Level Changes on the Coastal Morphology of Southern Apulia (Italy) during the Holocene*. In: Slaymaker O. (Ed.) "Geomorphology, Human Activity and Global Environmental Change". John Wiley & Sons, LTD, Chichester, U.K., 43-65.
- MASTRONUZZI G., PALMENTOLA G., SANSÒ P. (2001) - *Evoluzione morfologica della fascia costiera di Torre Canne (Puglia adriatica)*. Studi Costieri, 4, 19-31.
- MASTRONUZZI G., SANSÒ P. (2002) - *Holocene coastal dune development and environmental changes in Apulia (southern Italy)*. Sedimentary Geology, 150, 139-152.
- SOLDANI D., SIMONE O., SANSÒ P., MASTRONUZZI G. (2002) - *Geositi nel territorio di Ostuni (Brindisi). Risorsa scientifica e socio-economica*. Geologia dell'Ambiente, X, 2, 37-40.

Figure

1. La duna olocenica cementata in località Torre San Leonardo - Il Pilone.
2. Varchi interdunari nel cordone dunare Tirreniano presso Masseria Morelli.
3. L'area costiera di Lido Morelli; in primo piano il cordone dunare polifasco olocenico, verso terra l'area umida con aree a *Salicornia* spp e, subito a monte della superstrada, le dune Tirreniane (Foto M. Caldara).

Gallipoli Deposito a *Strombus bubonius* (Lamarck)

Ubicazione

Provincia di Lecce
Comune di Gallipoli,
Località Fontanelle
Coordinate geografiche:
17° 59' 43" E
40° 03' 49" N

Per raggiungere il luogo

Dalla litoranea Gallipoli-
Baia Verde si lascia la
strada principale all'al-
tezza dell'ex-distilleria
del Salento e ci si dirige
verso costa.

Luoghi di osservazione

Località Fontanelle.

Valenze

Scenica, paleontologica.



Descrizione

Il Quaternario comprende gli ultimi due milioni di anni ed è stato caratterizzato dall'alternanza di periodi glaciali ed interglaciali. Lungo la costa settentrionale di Gallipoli, nei pressi della ex-Distilleria del Salento, sono presenti depositi di spiaggia riferibili all'ultimo periodo interglaciale verificatosi tra 125 e 80 mila anni fa. Tali depositi sono riccamente fossiliferi e contengono numerosi esemplari di *Strombus bubonius* Lamarck, un gasteropode che vive attualmente lungo le coste del Senegal. L'ultimo periodo interglaciale fu infatti caratterizzato da una temperatura più elevata dell'attuale tanto da permettere l'ingresso nel Mediterraneo di questo mollusco. I resti fossili di grossi pachidermi (Rinoceronte, Ippopotamo, ecc.) trovati in varie località del Salento leccese confermano che in questo periodo si era instaurato un ambiente di tipo savana con varie zone umide ospitate nelle principali depressioni morfologiche.

Il minore volume delle calotte glaciali rispetto a quello attuale indotto dalle migliori condizioni climatiche produsse un innalzamento del livello del mare di circa 6 m. rispetto alla posizione attuale. I depositi con *Strombus* presenti a Gallipoli si trovano all'incirca a questa quota evidenziando la sostanziale stabilità tettonica della Penisola salentina negli ultimi 125 mila anni. A Reggio Calabria, per esempio, analoghi depositi si rilevano ad oltre 125 metri di quota a causa del forte sollevamento dell'area superiore a 1 mm/anno.

L'ultimo periodo interglaciale fu chiuso dall'avvento dell'ultima glaciazione, verificatasi tra 75 e 10 mila anni, che comportò un profondo mutamento nel paesaggio del Salento.



1



2

Itinerari

Il deposito a *Strombus bubonius* può essere osservato lungo la costa che da Gallipoli porta verso Torre Sabea. Lungo questo percorso è possibile osservare. a) una falesia molto particolare poiché sulla sua superficie affiora un livello vulcanoclastico del Pleistocene inferiore; b) il cordone dunare medio-olocenico di Torre Sabea.

Bibliografia essenziale

GIGNOUX M. (1913) - *Les Formations marines pliocène et quaternaires de l'Italie du Sud et de la Sicile*. Annales de l'Université de Lion. n.s.l., 36, 348 pp.
HEARTY P.J. & DAI PRA G. (1992) - *The age and stratigraphy of middle Pleistocene and Younger deposits along the Gulf of Taranto (Southern Italy)*. Journal of Coastal Research, 8(4), p. 82-105.

Figure

1. Il deposito a *Strombus bubonius* di Gallipoli.
2. La sezione stratigrafica di Gallipoli con gli strati a *Strombus* secondo il Gignoux (1913).

Masso della Vecchia Superficie sommitale della Serra di Poggiardo

Ubicazione

Provincia di Lecce
Comune di Giuggianello
Coordinate geografiche:
18° 23' 36" E
40° 06' 22" N

Per raggiungere il luogo

Dal centro di Minervino di Lecce immettersi sulla S.P. 59 per Palmariggi. Raggiunta Masseria San Vasili svoltare a sinistra su una stradina comunale asfaltata. Dopo aver percorso circa 800 m, il geosito è ben visibile sulla destra.

Luoghi di osservazione

Masso della Vecchia.

Valenze

Scenica. Effetti morfologici singolari del processo carsico.



Descrizione

La superficie sommitale della Serra di Poggiardo, rilevata dorsale morfostrutturale costituita da calcari mesozoici, è rappresentata da una estesa superficie di planazione sviluppatasi in ambiente continentale in condizioni climatiche di tipo tropicale umido durante un lungo intervallo di tempo compreso tra 65 e 35 milioni di anni fa. Questa superficie e il potente mantello di alterazione che la ricopriva (depositi bauxitici) furono fossilizzati dalla trasgressione miocenica che portò alla deposizione dei depositi marini calcarenitici riferibili alla Formazione della Pietra leccese. Le vicende geodinamiche recenti della regione hanno portato, probabilmente già durante il Pliocene, alla definitiva emersione di questa dorsale. La superficie sommitale ha subito degli intensi processi di denudazione, con lo smantellamento di buona parte della copertura miocenica e la riattivazione di numerosi inghiottitoi carsici. Il Masso della Vecchia può essere classificato dal punto vista geomorfologico come una forma residuale sviluppatasi in seguito a processi carsici in un'area in cui la copertura miocenica presenta uno spessore residuo molto modesto. I processi carsici hanno dapprima agito sulla Pietra Leccese in presenza di una copertura di suolo: l'abbondanza di anidride carbonica presente nel suolo e la lenta velocità di filtrazione delle acque superficiali rendevano particolarmente intenso il processo carsico con la formazione di una superficie ondulata ma estremamente liscia. In una seconda fase la riattivazione degli inghiottitoi carsici e la mobilitazione della copertura di suolo, trasferita all'interno dei corpi rocciosi carbonatici, ha determinato un progressivo abbassamento della superficie topografica e l'affioramento della superficie carsificata modellata sulla Pietra Leccese. Variazioni nello spessore degli strati e fenomeni di corrosione marginale sono stati poi responsabili della genesi della singolare forma a fungo che caratterizza il Masso della Vecchia.

Itinerari

La visuale panoramica sul geosito è limitata dalla presenza degli uliveti e dalla piattezza del paesaggio fisico. Si segnala che nei dintorni del Masso della Vecchia sono presenti diverse evidenze di interesse geologico-geomorfologico e geologico-antropologico. Tra queste si possono ricordare alcuni inghiottitoi parzialmente attivi posti tra il geosito e Masseria Quattro Macine e numerosi altri monoliti di aspetto meno imponente rispetto al geosito. Tra questi ultimi è degno di nota un blocco a forma di cuscino, segnato su un fianco da evidenti solchi a doccia, che, secondo una leggenda attribuita ad Aristotele, viene chiamato "Piede di Ercole".

Sono da segnalare, inoltre, i depositi bauxitici presenti in località Li Reali e presso il Santuario di Monte Vergine. Quest'ultimo sito appare particolarmente interessante per la presenza al tetto delle bauxiti di una sequenza continentale-lagunare riferita all'Oligocene superiore.

Bibliografia essenziale

DE GIORGI C. (1882) - *La Provincia di Lecce - Bozzetti di viaggio*. Editore Giuseppe Spaccante, Lecce, (ristampato da Congedo Editore, Galatina, 1975).

ESU D. & GIROTTI O. (2010) - *The late oligocene molluscan fauna from Otranto (Apulia, Southern Italy): an example of alternating freshwater, lagoonal and emerged environments*. *Palaeontology*, Vol. 53, Part 1, 2010, pp. 137-174

MASTRONUZZI G. & SANSÒ P. (1991) - *Cenni sul paesaggio carsico della Penisola salentina*. *Itinerari Speleologici*, ser. II, 5, 73-85.

Figure

1. Il Masso della Vecchia è una forma singolare prodotta dai processi carsici su una copertura calcarenitica di età miocenica. Tale forma, del tutto naturale, fu ritenuta nel passato un monumento megalitico e ha da sempre alimentato numerose leggende.

2. Disegno a matita di Cosimo De Giorgi del Masso della Vecchia (da C. De Giorgi, Album illustrativo a corredo de "La Provincia di Lecce. Bozzetti di Viaggio", tratto da La Provincia di Lecce - Disegni illustrativi - Saggio introduttivo di Lucio Galante, Congedo Editore, 1989).



1



2

Costa orientale del Salento Deposito di maremoto

Ubicazione

Provincia di Lecce
Comune di Otranto
Coordinate geografiche:
18° 29' 46" E
40° 06' 23" N

Per raggiungere il luogo

Dalla insenatura di Porto Badisco si segue il sentiero che la costeggia sul lato settentrionale. Dalla litoranea Otranto-Porto Badisco si prende il sentiero sulla sinistra di fronte alla entrata della Tenuta Sant'Emiliano che conduce alla omonima Torre, ottimo punto panoramico. Da qui un sentiero lungo costa si dirige verso sud per terminare nell'insenatura di Porto Badisco.

Luoghi di osservazione

Torre Sant'Emiliano
Sentiero Torre Sant'Emiliano - Porto Badisco.

Valenze

Scenica. Effetti di un maremoto catastrofico su di una costa rocciosa
Terrazzo marino.



Descrizione

Il paesaggio costiero compreso tra Torre Sant'Emiliano e Porto Badisco è costituito da una costa rocciosa bordata verso l'interno da una piattaforma di abrasione posta a circa 8 m di quota. Il bordo interno di questa superficie è marcato da una paleofalesia, in alcuni tratti ancora ben visibile, e dalla terminazione di alcuni solchi relitti. Il margine esterno della piattaforma appare caratterizzato da un accumulo di centinaia di blocchi rocciosi di grandi dimensioni. Questo corpo detritico appare ampio circa 30 m e segue la linea di riva per circa 2.5 km ad una distanza variabile da 15 a 40 m. Nel dettaglio l'accumulo si presenta articolato in due cordoni. Il cordone prossimo alla linea di riva mostra il versante verso mare molto ripido e costituito da blocchi di notevoli dimensioni disposti in posizione verticale; esso raggiunge una quota di 11 m. Il cordone più interno è meno rilevato ed è composto da blocchi di dimensioni minori; esso poggia in parte sulla copertura colluviale che ricopre con spessori di circa 2 m la piattaforma di abrasione. Blocchi enormi, pesanti sino a 70 tonnellate, si rilevano sulla rampa che raccorda la linea di riva con il piede dell'accumulo. L'analisi degli assi di embriatura e della disposizione dei blocchi di forma allungata indica che il treno d'onde responsabile della formazione dell'accumulo proveniva da SSE. Le microforme carsiche presenti sulla superficie dei blocchi più interni indica un'età molto recente per la loro deposizione. Tre datazioni di età assoluta con il metodo del radiocarbonio eseguite su conchiglie di molluschi marini ritrovate all'interno dell'accumulo detritico indicano che esso si è accumulato negli ultimi tre secoli. Infine, alcuni resti archeologici trovati nel deposito colluviale al di sotto dei blocchi sono stati riferiti al XVII-XVIII secolo. Questi dati indicano il terremoto del 20 febbraio 1743 come responsabile della formazione di due devastanti onde di maremoto che produssero l'accumulo di blocchi rilevato lungo la costa di Torre Sant'Emiliano. L'epicentro di questo terremoto, che interessò violentemente tutto il Salento, è collocato in mare ad alcune decine di chilometri a SE di Otranto. Cronache storiche riportano un forte abbassamento del livello del mare durante il terremoto del 1743 nel porto di Brindisi.



1



2

Itinerari

L'accumulo di blocchi può essere osservato nella sua interezza dalla Torre Sant'Emiliano. Seguendo poi il sentiero che da questa località conduce a Porto Badisco è possibile osservare da vicino la struttura e la particolare morfologia dell'accumulo di blocchi, la superficie di abrasione su cui poggia e la paleofalesia che la borda verso l'interno.

Bibliografia essenziale

G. MASTRONUZZI, C. PIGNATELLI, P. SANSÒ, G. SELLERI (2007) - *Boulder accumulations produced by the 20th of February, 1743 tsunami along the coast of southeastern Salento (Apulia region, Italy)*. *Marine Geology*, 242, 191-205.

Figure

1. Dalla Torre Sant'Emiliano è possibile osservare l'accumulo di blocchi prodotti dal maremoto connesso con il forte terremoto del 20 febbraio 1743. Sono evidenti i due cordoni che articolano nel dettaglio il corpo detritico.
2. Blocchi enormi e pesanti oltre 70 tonnellate sono stati divelti dalla parte emersa della costa. La presenza di forme carsiche sulla superficie inferiore del blocco indica che esso è stato capovolto durante il trasporto.

Calcareniti pleistoceniche del Salento Li tamantili de lu Salentu

Ubicazione

Provincia di Lecce
Comuni di Castro (zona porto) e Santa Cesarea Terme (Porto Miggiano)
Coordinate geografiche:
stop Castro:
18° 25' 30" E
40° 00' 06" N

stop Porto Miggiano:
18° 26' 36" E
40° 01' 54" N

Per raggiungere il luogo

Castro Marina e Porto Miggiano sono due note località turistiche lungo la costa salentina che si affaccia sul Canale d'Otranto. Entrambe le località si raggiungono percorrendo la SP 358 che unisce Capo Santa Maria di Leuca ad Otranto.

Luoghi di osservazione

Castro Marina: dal piazzale del centro storico che sovrasta il porto.
Porto Miggiano: dall'affaccio panoramico subito prima dello svincolo per Porto Miggiano provenendo da sud (Castro).

Valenze

Scenica, stratigrafica, sedimentologica, paleogeografica.



Descrizione

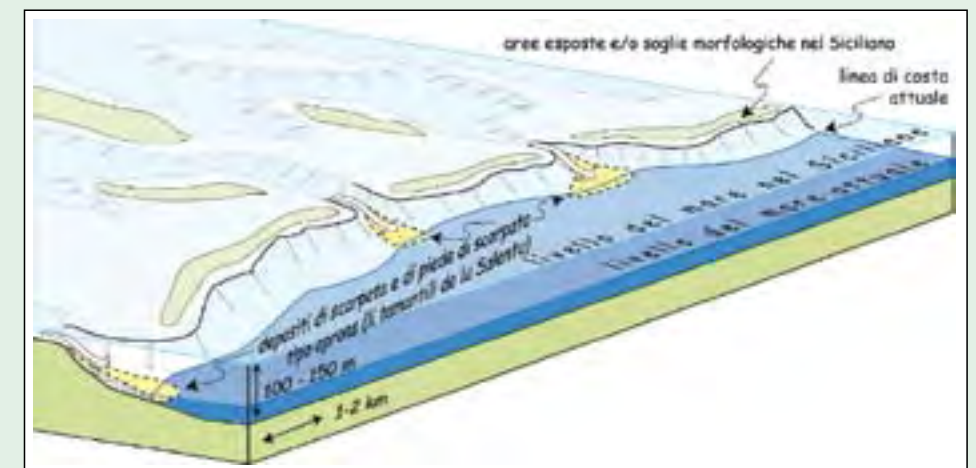
La Penisola salentina, fra Otranto e Santa Maria di Leuca, termina verso mare con un articolato e ripido pendio roccioso, che raccorda la porzione sommitale della regione (le Serre salentine, una sorta di modesto altopiano costituito da blandi rilievi ed ampie depressioni orientati quasi ortogonalmente alla costa) al Canale d'Otranto nel Mar Ionio. Il pendio roccioso è costituito da differenti depositi carbonatici discordanti fra loro, di età compresa fra il Cretaceo ed il Quaternario. I depositi più giovani, di età Pleistocene inferiore, presenti nella parte medio-bassa del pendio roccioso fino al livello del mare, sono attribuiti alle Calcareniti del Salento. Questi depositi affiorano in maniera discontinua, presentano spessori variabili da pochi metri fino a diverse decine di metri e corrispondono a piccoli corpi prismatici isolati sviluppatasi in alcune brusche rientranze del pendio. La forma di questi corpi ricorda i grembiuli indossati dalle casalinghe (*tamantili* in dialetto salentino), ed il loro termine tecnico geologico inglese è *aprons* (guarda caso, grembiuli). In particolare, a Castro Marina (Fig. 1) e a Porto Miggiano presso Santa Cesarea (Fig. 2) tali depositi sono caratterizzati da lunghi clinoformi interrotti da nicchie di distacco di frane sottomarine evolutesi in piccoli canali effimeri. Le nicchie di distacco sono cicatrizzate da *backset* (depositi con laminazione opposta al pendio) mentre i canali sono spesso riempiti dagli stessi materiali in frana. Depositi di frana (*slumps*) ed altre strutture deformative sinsedimentarie (*soft-sediment deformation structures*) si riconoscono soprattutto nella parte bassa delle successioni, dove i clinoformi diminuiscono asintoticamente il loro angolo. L'insieme dei dati sedimentologici porta ad interpretare queste calcareniti come depositi di scarpata e base di scarpata sottomarina, alimentati sia dai sistemi carbonatici di mare sottile presenti fra le Serre che da produzione lungo il pendio (Fig. 3).



1



2



3

Bibliografia essenziale

TROPEANO M., SPALLUTO L., MORETTI M., PIERI P. & SABATO L. (2004) - *Depositi carbonatici infrapleistocenici di tipo foramol in sistemi di scarpata (Salento - Italia meridionale)*. Il Quaternario, 17(2/2), 537-546.

Figure

1. Gli spettacolari clinoformi visibili lungo la strada urbana che conduce al porto di Castro Marina (LE).
2. I lunghi clinoformi visibili accostando l'auto e affacciandosi dal parapetto subito prima dello svincolo di Porto Miggiano (LE) provenendo da sud lungo la litoranea.
3. Schema paleogeografico del bordo canale d'Otranto durante la sedimentazione dei "tamantili". Bisogna immaginare l'attuale morfologia del versante con un antico livello del mare posto sulla sua sommità.

BIBLIOGRAFIA

1. AA. VV. - Carta Geologica d'Italia alla scala 1:100.000 (II edizione) e Note illustrative: Fogli 155 "S. Severo", 156 "S. Marco in Lamis", 157 "M. S. Angelo", 162 "Campobasso", 163 "Lucera", 164 "Foggia", 165 "Trinitapoli", 174 "Ariano Irpino", 175 "Cerignola", 176 "Barletta", 177 "Bari", 178 "Mola di Bari", 187 "Melfi", 188 "Gravina in Puglia", 189 "Altamura", 190 "Monopoli", 191 "Ostuni", 201 "Matera", 202 "Taranto", 203 "Brindisi", 204 "Lecce", 213 "Maruggio", 214 "Gallipoli", 215 "Otranto", 223 "Capo S. M. di Leuca".
2. AA. VV. (1999) - Guide Geologiche Regionali. Puglia e Monte Vulture, prima parte. A cura della Società Geologica Italiana. BE-MA editrice, 288 pp.
3. AA. VV. (2003) - "Conservazione e valorizzazione del patrimonio geologico". Suppl. Fasc. 1/2003 Geologia dell'Ambiente, Atti Convegno Rionero in Vulture, 13-14 aprile 2002, 239-254.
4. AA. VV. (2007) - Grotte e carsismo in Puglia. A cura di Inguscio S., Lorusso D., Pascali V., Ragone G., Savino G., Ed. Regione Puglia, Assessorato all'Ecologia e Federazione Speleologica Pugliese, 199 pp.
5. ABATI R., GIANNINI F. (1979) - Gravine e lame: analisi cartografica e censimento. L'Universo, Istituto geografico Militare, 185-204, Firenze.
6. ANTONIOLI F., DEINO A., FERRANTI L., KELLER J., MARABINI S., MASTRONUZZI G., NEGRI A., PIVA A., VAI G.B., VIGLIOTTI L. (2008) - Lo studio della sezione "Il Fronte" per la definizione del piano Tarantino (Puglia, Italy). Il Quaternario, Italian Journal of Quaternary Sciences, 20(2), 31-34.
7. ANTONIOLI F., FERRANTI L., FONTANA A., AMOROSI A., BONDESAN A., BRAITENBERG C., DUTTON A., FONTOLAN G., FURLANI S., LAMBECK K., MASTRONUZZI G., MONACO C., SPADA G., STOCCHI P. (2009) - Holocene relative sea-level changes and tectonic movements along the Italian coastline. Quaternary International, 206, 102-133.
8. AUCELLI P.P.C., CINQUE A., ROBUSTELLI G. (1997) - Evoluzione quaternaria del tratto di avanfossa appenninica compreso tra Larino (Campobasso) e Apricena (Foggia). Dati preliminari. Il Quaternario, 10, 453-460.
9. AURIEMMA R., MASTRONUZZI G., SANSÒ P. (2004) - Relative sea-level changes during the Holocene along the Coast of Southern Apulia (Italia). Géomorphologie, 1, 19-34.
10. BALDACCIO O. (1962) - Puglia. U.T.E.T., Torino.
11. BELLUOMINI G., CALDARA M., CASINI C., CERASOLI M., MANFRA L., MASTRONUZZI G., PALMENTOLA G., SANSÒ P., TUCCIMEI P., VESICA P.L. (2002) - The age of Late Pleistocene shorelines and tectonic activity of Taranto area, Southern Italy. Quaternary Science Reviews, 21, 525-547.
12. BELLUOMINI G., DELITALA L. (1983) - Datazione di una sequenza stratigrafica del villaggio neolitico di Santa Tecchia con i metodi del 14C e della racemizzazione dell'acido aspartico. In: CASSANO S.M., MANFREDINI A. Ed., Studi sul Neolitico del Tavoliere della Puglia. Indagine territoriale in un'area campione. British Archaeological Reports, International Series, 160, 265-268.
13. BERGER A. (1988) - Milankovitch theory and climate. Review of Geophysics. 26, 624-657.
14. BERTOTTI G., CASOLARI E., PICOTTI V. (1999) - The Gargano Promontory: a Neogene contractional belt within the Adriatic plate. Terra Nova 11, 168-173.
15. BILLI A., SALVINI F. (2000) - Sistemi di fratture associate a faglie in rocce carbonatiche: nuovi dati sull'evoluzione tettonica del Promontorio del Gargano. Boll. Soc. Geol. It., 119, pp. 237 - 250.
16. BISSANTI A. (1966) - La Dolina Pozzatina nel Gargano. Riv. Geogr. It., v. 73, pp. 312 - 321, Firenze.
17. BOENZI F. (1988) - Nuove osservazioni sulla Murgia materana. Rivista Geografica Italiana, 95, 337-344.
18. BOENZI F. (2004) - Gravine. In AA.VV. (eds): Italia - Atlante dei Tipi Geografici, Istituto Geografico Militare, Firenze, tav. 20, 868 pp..
19. BOENZI F., CALDARA M. (1990) - Appunti sul paesaggio carsico pugliese. Itinerari Speleologici, serie II, 4, 17-30.
20. BOENZI F., CALDARA M., MORESI M., PENNETTA L. (2001) - History of the Salpi lagoon-sabkha (Manfredonia Gulf, Italy). Il Quaternario, 14, (2) 2001, 93-104.
21. BOENZI F., CALDARA M., PENNETTA L. (1992) - Osservazioni stratigrafiche e geomorfologiche nel tratto meridionale della piana costiera del Tavoliere di Puglia. Geogr. Fis. Dinam. Quat., 14 (1), 23-31.
22. BOENZI F., CALDARA M., PENNETTA L., SIMONE O. (2006) - Environmental aspects related to the physical evolution of some wetlands along the Adriatic coast of Apulia (Southern Italy): a review. Journal of Coastal Research. Special Issue 39, 170 - 175.
23. BOENZI F., PALMENTOLA G., VALDUGA A. (1976) - Caratteri geomorfologici del Foglio "Matera". Boll. Soc. Geol. It., 95, 527-566.
24. BOENZI S. (1954) - La gravina di Matera e i suoi fenomeni di erosione. Rass. Speleol. It., 31, 123-133.
25. BOSELLINI A. (1993) - La scogliera miocenica di Gagliano del Capo (penisola salentina) e il suo inquadramento stratigrafico-sequenziale. Atti. Tic. Sc. Terra, 36, 33-40.
26. BOSELLINI A. (2002) - Dinosaurs "re-write" the geodynamics of the eastern Mediterranean and Paleogeography of the Apulian Platform. Earth Science Reviews, 59, 211-234.
27. BOSELLINI A., BOSELLINI F. R., COLALONGO L., PARENTE M., RUSSO A., VESCOGNI A. (1999) - Stratigraphic architecture of the Salento coast from Capo d'Otranto to S. Maria di Leuca (Apulia, Southern Italy). Riv. It. Paleont. Strat., 105(3), 397-416.
28. BOSELLINI A., MORSILLI M., NERI C. (2000) - The Eastern margin of the Apulian Platform: the Gargano transect. Guidebook, Working Group 4 Meeting, Vieste, Settembre 2000, 46 pp..

29. BOSELLINI A., NERI C., LUCIANI V. (1993) - Guida ai carbonati cretaceo-eocenici di scarpata e di bacino del Gargano (Italia meridionale). Ann. Univ. Ferrara, (N.S.), Sez.: Sc. Terra, Vol. 4, suppl., p. 1-81.
30. BOSELLINI A., PARENTE M. (1994) - The apulian platform margin in the Salento peninsula (Apulia, Southern Italy). Giornale di Geologia, 56(2), 167-177.
31. BOSSIO A., ESU D., FORESI L.M., GIROTTI O., IANNONE A., LUPERTO E., MARGIOTTA S., MAZZEI R., MONTEFORTI B., RICCHETTI G., SALVATORINI G. (1998) - Formazione di Galatone, nuovo nome per un'unità litostratigrafica del Salento (Puglia, Italia meridionale). Atti Soc. Tosc. Sci. Nat., Mem., Serie A, 105.
32. BOSSIO A., GUELFI F., MAZZEI R., MONTEFORTI B., SALVATORINI G. (1987) - Studi sul Neogene e Quaternario della penisola salentina. II - Evoluzione paleogeografica dell'area di Leuca nel contesto dell'area mediterranea. Atti del Convegno sulle conoscenze geologiche del territorio salentino. Lecce 12 dicembre 1987. Quaderni di Ricerche del Centro Studi Geotecnici e di Ingegneria Lecce, 11, 31-54.
33. BOSSIO A., GUELFI F., MAZZEI R., MONTEFORTI B., SALVATORINI G. (1991) - Note geologiche e stratigrafiche sull'area di Palmariggi (Lecce, Puglia). Riv. It. Paleont. Strat., 97(2), 175-234.
34. BOSSIO A., GUELFI F., MAZZEI R., MONTEFORTI B., SALVATORINI G., VAROLA A. (1987) - Precisazioni sull'età dei sedimenti pleistocenici di due cave del leccese (San Pietro in Lama e Cutrofiano). Atti del Convegno sulle conoscenze geologiche del territorio salentino. Lecce 12 dicembre 1987. Quaderni di Ricerche del Centro Studi Geotecnica e di Ingegneria Lecce, 11 pp. 147-174.
35. BOSSIO A., MAZZEI R., MONTEFORTI B., SALVATORINI G., (1993) - Notizie preliminari sul Miocene di Santa Maria al Bagno - Santa Caterina presso Nardò (Lecce). Paleopelagos, 2, 99-108.
36. BROECKER W. S., VAN DONK J. (1970) - Insolation changes, ice volumes and the 180 record in deep-sea cores. Rev. Geophys. Space Phys. 8, 169-198.
37. BRÜCKNER H. (1980a) - Marine Terrassen in Südtalien. Eine quartärmorphologische Studie über das Küstentiefland von Metapont. Düsserdolfer Geographische Schriften 14, 225 pp..
38. BRÜCKNER H. (1980b) - Flussterrassen und flusstäler im Küstentiefland von Metapont (Südtalien) und ihre Beziehung zu Meeresterrassen. Düsserdolfer Geographische Schriften 15, 5-32.
39. BRÜCKNER H. (1982) - Ausmaß von Erosion und Akkumulation im Verlauf des Quartärs in der Basilicata (Südtalien). Zeitschrift Geomorphologie N. F. 43, 121-137.
40. BRUUN P. (1962) - Sea-level rise as a cause of shore erosion. Am. Soc. Civ. Eng. Proc., J. Waterways Harbours Division, 88, 117-130.
41. CALDARA M., CAPOLOGO D., PENNETTA L., SIMONE O. (2008) - Effetti negativi di una gestione costiera inefficace e sconsiderata nel Golfo di Manfredonia (Puglia, Italia meridionale). Atti del II Simposio internazionale "Il monitoraggio costiero mediterraneo: problematiche e tecniche di misura", Napoli 4-6 giugno 2008, 57-65.
42. CALDARA M., CAROLI I., SIMONE O. (2005) - Geomorphological changes due to human actions at Coppa Nevigata (Tavoliere di Puglia, southern Italy) reconstructed through core analyses. Il Quaternario. 17(2), 495-508.
43. CALDARA M., CAZZELLA A., FIORENTINO G., LOPEZ R., MAGRI D., MOSCOLONI M., NARCISI B., SIMONE O. (2003) - The relationship between the Coppa Nevigata settlement and the wetland area during the Bronze Age (south eastern Italy). In: The Mediterranean world environment and history (E. Fouache Ed.) - IAG Working Group on Geoarchaeology. 429-437.
44. CALDARA M., CENTENARO E., MASTRONUZZI G., SANSÒ P., SERGIO A. (1998) - Features and present evolution of Apulian Coast (Southern Italy). Journal of Coastal Research, SI (26), 55-64.
45. CALDARA M., PALMENTOLA G. (1991) - Lineamenti Geomorfologici del Gargano con particolare riferimento al carsismo. Itinerari Speleologici, Rivista della Federazione Speleologica Pugliese, s. 2, n. 5, pp. 53 - 66.
46. CALDARA M., PENNETTA L. (1990) - Evoluzione dell'ambiente olocenico nel basso Tavoliere di Puglia. Bonifica, 3, 47 - 66.
47. CALDARA M., PENNETTA L. (1992a) - Evoluzione ed estinzione dell'antico lago di Salpi in Puglia. Bonifica, 7 (1), 59 - 81.
48. CALDARA M., PENNETTA L. (1992b) - Interpretazione paleoclimatica dei dati preistorici e storici relativi all'entroterra del Golfo di Manfredonia. Memorie della Società Geologica Italiana, 42, 197 - 207.
49. CALDARA M., PENNETTA L. (1993) - L'antico lago carsico di Battaglia sulle Murge di Cassano (Bari). Atti del II Convegno di Speleologia Pugliese - Castellana Grotte, 5-6 dicembre 1992, pp. 99-111.
50. CALDARA M., PENNETTA L. (1996) - Influenza del clima sul paesaggio del basso Tavoliere di Puglia. In: Tinè, S. Ed., 'Forme e tempi della neolitizzazione in Italia meridionale e in Sicilia', Atti Seminario Internazionale, Rossano Calabro, 29 aprile - 2 maggio 1994, tomo II, 559 - 568.
51. CALDARA M., PENNETTA L., SIMONE O. (2002) - Evolution of the Salpi Lagoon (Puglia, Italy). International Coastal Symposium, Templepatrick, Northern Ireland, March 25th-29th 2002, Journal of Coastal Research. Special Issue 36, 124-133.
52. CALDARA M., PENNETTA L., SIMONE O. (2005) - L'ambiente fisico nell'area dell'insediamento. In: "Il Neolitico di Masseria Candelaro", volume a cura di Cassano S., Manfredini S., Grenzi Ed., 27-40.
53. CALDARA M., PENNETTA L., ZITO G. (1994) - L'area umida alla foce del Candelaro: osservazioni paleoambientali e climatiche. Atti Il Workshop sul tema "Parchi naturali ed aree protette" del Progetto Strategico "Clima Ambiente e Territorio nel Mezzogiorno", S. Maria di Salina (Isole Eolie - ME) 28-30 Maggio 1990, 211 - 234.
54. CALDARA M., SIMONE O. (2005) - Coastal changes in the Coppa Nevigata area (Tavoliere Plain, Puglia, Italy) during

- the Late Holocene: natural or anthropic? *Quaternary Science Reviews*, 24, 2137-2145.
55. CALDARA, M., CAPOLONGO, D., DEL GAUDIO, V., DE SANTIS, V., PENNETTA, L., MAIORANO, P., SIMONE, O., VITALE, G. (in stampa) - Note illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000 Foglio 422 "Cerignola".
 56. CANORA F., FIDELIBUS M.D., SCIORTINO A., SPILOTRO G. (2008) - Variation of infiltration rate through karstic surfaces due to land use changes: a case study in Murgia (SE-Italy). *Engineering Geology*, 99, 210-227.
 57. CAPUANO N., PAPPAFICO G., AUGELLI G. (1996) - Ricostruzione dei sistemi deposizionali plio-pleistocenici del margine settentrionale dell'avanfossa pugliese. *Mem. Soc. Geol. It.*, 51 (1), 273-293.
 58. CAPUTO R. (2007) - Sea-level curves: perplexities of an end-user in morphotectonic applications. *Global and Planetary Change*, 57, 417-423.
 59. CAPUTO R., DI BUCCI D., MASTRONUZZI G., FRACASSI U., SANSÒ P., SELLERI G. (2008) - Late Quaternary extension of the southern Adriatic foreland (Italy): evidence from joint analysis. *Rend. online SGI*, 1 (2008), Note Brevi, www.socgeol.it, 62-67.
 60. CARTER R.W.G., WOODROFFE C.D. (EDS.) (1994) - Coastal Evolution. Late Quaternary Shoreline Morphodynamics. Cambridge Univ. Press, Cambridge, UK, 517.
 61. CASERO R., ROURE F., ENDIGNOUX L., MORETTI I., MULLER C., SAGE L., VIALLY R. (1988) - Neogene geodynamic evolution of the southern Apennines. *Mem. Soc. Geol. It.*, 41, 109-120.
 62. CASNEDI R. (1988) - La Fossa bradanica: origine, sedimentazione e migrazione. *Mem. Soc. Geol. It.*, 41, 439-448.
 63. CASTIGLIONI B., SAURO U. (2000) - Large collapse dolines in Puglia (Southern Italy): the cases of "dolina Pozzatina" in the Gargano plateau and of "Puli" in the Murge. *Acta Carsologica* 29/2, 16, 83-93. Ljubljana.
 64. CESTARI G., Malferrari M., Manfredini M., ZATTINI N. (1975) - Note illustrative della Carta Geologica d'Italia F° 162 "Campobasso". *Serv. Geol. d'Italia*, Roma.
 65. CIARANFI N., GALLICCHIO S., DE DONATO G., FIORE A., GIANNANDREA P. (2009) - Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000 - foglio 421 "Ascoli Satriano". - bozze di stampa. Versione approvata dal Comitato APAT, disponibile online sul sito APAT. Progetto Carg-Puglia, Dipartimento per i Servizi Tecnici Nazionali - Servizio Geologico d'Italia. Roma.
 66. CIARANFI N., GALLICCHIO S., LOIACONO F. (2009) - Note illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000 - foglio 421 "Ascoli Satriano". - bozze di stampa, Bari.
 67. CIARANFI N., MAGGIORE M., PIERI P., RAPISARDI L., RICCHETTI G., WALSH N. (1979) - Considerazioni sulla neotettonica della Fossa bradanica. Progetto Finalizzato Geodinamica del CNR, 251, 73-95.
 68. CIARANFI N., PIERI P., RICCHETTI G. (1988) - Note illustrative alla carta geologica delle Murge e del Salento (Puglia centromeridionale). *Mem. Soc. Geol. It.*, 41, 449-460.
 69. CIARANFI N., RAPISARDI L. (1979) - Osservazioni preliminari sulla neotettonica dei Fogli 155 "San Severo", 163 "Lucera". Progetto Finalizzato Geodinamica del CNR, 251, 39-45, Napoli.
 70. CIARANFI, N., LOIACONO, F., MORETTI, M. (in stampa) - Note illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000, Foglio 408 "Foggia".
 71. CILUMBRIELLO A., SABATO L., TROPEANO M. (2008) - Problemi di cartografia geologica relativa ai depositi quaternari di chiusura del ciclo della Fossa bradanica: l'area chiave di Banzi e Genzano di Lucania (Basilicata). *Memorie Descrittive della Carta Geologica d'Italia*, LXXVII, 119-142.
 72. COLAMONICO C. (1916) - Il Pulo di Altamura. *Mondo Sotterraneo*, 13 (4-6), 65-76.
 73. COLAMONICO C. (1917) - Il bacino carsico di Gurio Lamanna nelle Murge Alte. *Mondo Sotterraneo*, 14 (1-6), 18-22.
 74. COLAMONICO C. (1919) - Il Pulicchio di Toritto e la genesi dei Puli nel Barese, Roma 1919, in COLAMONICO C. (1971) - Aspetti geografici della Puglia. *Amm. Prov. Bari*.
 75. COLAMONICO C. (1951) - Alcune caratteristiche del carsismo pugliese. *Accademia di Scienze Fisiche e Matematiche della Società Nazionale di Scienze, Lettere e Arti di Napoli*, 18, 264-267.
 76. COTECCHIA V., DELL'ANNA L. (1959) - Contributo alla conoscenza delle bauxiti e terre rosse del Salento. *Memorie e note dell'Istituto di Geologia Applicata dell'Università di Napoli*, VII, 5-20.
 77. COTECCHIA V., DAI PRA G., MAGRI G. (1971) - Morfogenesi litorale olocenica tra Capo Spulico e Taranto nella prospettiva della protezione costiera. *Geologia Applicata e Idrogeologia*, VI, 65-68.
 78. COTECCHIA V., MAGRI G. (1966) - Idrogeologia del Gargano. *Geologia Applicata e Idrogeologia*, I, 1-80.
 79. CRESCENTI V., VIGHI L. (1964) - Caratteristiche, genesi e stratigrafia dei depositi bauxitici cretaci del Gargano e delle Murge; cenni sulle argille con pisoliti bauxitiche del Salento (Puglia). *Boll. Soc. Geol. It.*, 83, 285-338.
 80. CROSTELLA A., VEZZANI L. (1964) - La Geologia dell'Appennino Foggiano. *Boll. Soc. Geol. It.*, 83 (1), 121-141.
 81. DAI PRA G. (1982) - The late Pleistocene marine deposits of Torre Castiglione (Southern Italy). *Geografia Fisica e Dinamica Quaternaria*, 5, 115-119.
 82. DAI PRA G., HEARTY P.J. (1988) - I livelli del mare Pleistocenici del Golfo di Taranto. *Sintesi Geocronostratigrafica e tettonica*. *Mem. Soc. Geol. It.*, 41, 637-644.
 83. D'ALESSANDRO A., MASSARI F. (1997) - Pliocene and Pleistocene depositional environments in the Pescoluse area (Salento, Italy). *Riv. Ital. Paleont. e Strat.*, 103(2), 221-258.
 84. D'ALESSANDRO A., MASTRONUZZI G., PALMENTOLA G., SANSÒ P. (1994) - Pleistocene deposits of Salento leccese (Southern Italy): problematic relationships. *Boll. Soc. Paleont. It.*, 33 (2), 257-263.
 85. D'ALESSANDRO A., PALMENTOLA G. (1978) - Sabbie a Brachiopodi, una nuova unità del Salento leccese (aspetti litostratigrafici e paleoambientali). *Riv. It. Paleont. e Strat.*, 84, 1083-1120.
 86. D'ARGENIO B. (1974) - Le piattaforme carbonatiche periadriatiche. Una rassegna di problemi nel quadro geodinamico

- mesozoico dell'area mediterranea. *Mem. Soc. Geol. It.*, 13 (2), 137-159.
87. D'ARGENIO B., PESCATORE T., SCANDONE P. (1973) - Schema geologico dell'Appennino meridionale (Campania e Lucania). *Accademia Nazionale dei Lincei*, 182, 49-72.
 88. DAZZARO L., DI NOCERA S., PESCATORE T., RAPISARDI L., ROMEO M., RUSSO B., SENATORE M. R., TORRE M. (1988) - Geologia del margine della catena appenninica tra il Fiume Fortore ed il Torrente Calaggio (Monti della Daunia - Appennino meridionale). *Mem. Soc. Geol. It.*, 41, 411-422.
 89. DAZZARO L., RAPISARDI L. (1984) - Nuovi dati stratigrafici, tettonici e paleogeografici della parte settentrionale dell'Appennino dauno. *Boll. Soc. Geol. It.*, 103, 51-58.
 90. DAZZARO L., RAPISARDI L. (1987) - Osservazioni geologiche sull'Appennino dauno. *Mem. Soc. Geol. It.*, 38, 241-246.
 91. DE GIORNI C. (1922) - Descrizione fisica, geologica e idrografica della provincia di Lecce. Salomi L (ed), tav 13, 263 pp, Lecce.
 92. DE SANTIS V., CALDARA M., DE TORRES T., ORTIZ J. E. (IN STAMPA) - Stratigraphic units of the Apulian Tavoliere plain (southern Italy): chronology, correlation with marine isotope stages and implications regarding vertical movements. *Sedimentary Geology*.
 93. DELANO SMITH C. (1967) - Ancient landscapes of the Tavoliere, Apulia. *Publ. Inst. Brit. Geogr.*, 41., 203 - 208, London.
 94. DELANO SMITH C. (1976) - The Tavoliere of Foggia (Italy): an aggrading coastland and its early settlement patterns. In Davidson D. A., Shackley M. L. Eds., *Geoarchaeology: Earth, Science and the Past*, 197 - 212.
 95. DELANO SMITH C. (1978) - Daunia vetus. Terra, vita e mutamenti sulle coste del Tavoliere. *Amm. Prov. di Capitanata*, 249, Foggia.
 96. DELANO SMITH C. (1987) - The Neolithic environment of the Tavoliere. In: Reports of the Research Committee of the Society of Antiquaries of London XLIV, Apulia, vol. I: Neolithic settlements in the Tavoliere. G. D. B. Jones Ed., 3 - 26.
 97. DI NOCERA S., MATANO F., PESCATORE T. S., PINTO F., QUARANTIELLO R., SENATORE M.R., TORRE M. (2006) - Schema geologico del transetto Monti Picentini orientali-Monti della Daunia meridionali: unità stratigrafiche ed evoluzione tettonica del settore esterno dell'Appennino meridionale. *Boll. Soc. Geol. It.*, 125, 39-58.
 98. DI STEFANO G., PETRONIO G., SARDELLA R., SAVELLONI V., SQUAZZINI E. (1992) - Nuove segnalazioni di breccie ossifere nella costa tra Castro Marina e Otranto. *Il Quaternario*, 5(1), 3-10.
 99. DINI M., MASTRONUZZI G., SANSÒ P. (2000) - The Effects of Relative Sea Level Changes on the Coastal Morphology of Southern Apulia (Italy) during the Holocene. In: Slaymaker O. (Ed.) "Geomorphology, Human Activity and Global Environmental Change". John Wiley, Sons, LTD, Chichester, U.K., 43-65.
 100. DINI M., MASTRONUZZI G., SANSÒ P. (2001) - Le dune costiere oloceniche della Puglia meridionale: dati morfologici, radiometrici ed archeologici. *Atti Convegno "Territorio e società nelle aree meridionali"*, Bari - Matera 24/27 Ottobre 1996, Cacucci Ed., Bari, 161-169.
 101. DOGLIONI C., MONGELLI F., PIERI P. (1994) - The Puglia uplift (SE-Italy): an anomaly in the foreland of the Apenninic subduction due to buckling of a thick continental lithosphere. *Tectonics*, 13 (5), 1309-1321.
 102. DOGLIONI C., TROPEANO M., MONGELLI F., PIERI P. (1996) - Middle-late Pleistocene uplift of Puglia: an "anomaly" in the apenninic foreland. *Mem. Soc. Geol. It.*, 51, 101-117.
 103. DOUGLAS B.C., KEARNEY M.S., LEATHERMAN S.P. (2001) - Sea Level Rise. History and consequences. *Academic Press*, London, UK, 232.
 104. EMILIANI C. (1955) - Pleistocene temperatures. *Journal of Geology*, 63, 538-578.
 105. EMILIANI C. (1966) - Isotopic paleotemperatures. *Science*, 154, 851-857.
 106. FAVALE F. F. (1994) - Le grotte di Polignano. *Federazione Speleologica Pugliese, Collana monografica di Itinerari Speleologici*, Manduria (Ta), 250 pp.
 107. FEDELE F.G., GIACCIO B., ISAILA R., ORSI G. (2002) - Ecosystem impact of the Campanian Ignimbrite eruption in Late Pleistocene Europe. *Quaternary Research* 57, 420-424.
 108. FERRANTI L., ANTONIOLI F., MAUZ B., AMOROSI A., DAI PRÀ G., MASTRONUZZI G., MONACO C., ORRÙ P., PAPPALARDO M., RADTKE U., RENDA P., ROMANO P., SANSÒ P., VERRUBBI V. (2006) - Markers of the last interglacial sea level high stand along the coast of Italy: tectonic implications. *Quaternary International*, 145-146, 30-54.
 109. FESTA V. (2003) - Cretaceous structural features of the Murge area (Apulian Foreland, Southern Italy). *Eclogae Geol. Helv.*, 96, 11-22.
 110. FILOGRANO G., IURILLI V., PALMENTOLA G. (IN STAMPA) - Gargano morphology: polycyclic and/or tectonic evolution? *Geografia Fisica e Dinamica Quaternaria*.
 111. FIORE A., GIANDONATO P.B., IURILLI V., MASTRONUZZI G., SABATO L., SIMONE O., SOLLITTO D., VALLETTA S. (2009) - Il patrimonio geologico in Puglia: dall'indifferenza alla valorizzazione. *Iniziativa legislativa della Regione Puglia. Geologia dell'Ambiente*, n.2/2009, pp. 24-31.
 112. FUNICIELLO R., MONTONE P., SALVINI F., TOZZI M. (1988) - Caratteri Strutturali del Promontorio del Gargano. *Mem. Soc. Geol. It.*, 41, pp. 1235 - 1243.
 113. FUNICIELLO R., MONTONE P., PAROTTO M., SALVINI F., TOZZI M. (1991) - Geodynamical evolution of an intra-orogenic foreland: the Apulia case history (Italy). *Boll. Soc. Geol. It.*, 110, 419-425.
 114. GALLICCHIO S. (1996) - Le successioni torbiditiche calciclastiche nell'evoluzione dell'Avanfossa miocenica sudappenninica dalla valle del Fiume Trigno (Confi ne abruzzese-molisano) alla costa ionica (Lucania). *Università di Bari. Tesi di Dottorato IX Ciclo*.
 115. GALLICCHIO S., PIERI P., FESTA V., MORETTI M., TROPEANO M. (2002) - Caratteri Geologici del Foglio 407 "San

- Bartolomeo in Galdo". In atti del Terzo Seminario sulla Cartografia Geologica, 136- 139, Bologna.
116. GIGLIO G., MORETTI M., TROPEANO M. (1996) - Rapporto fra uso del suolo ed erosione nelle Murge Alte: effetti del miglioramento fondiario mediante pratiche di spietramento. *Geologia Applicata e Idrogeologia*, XXXI, 179-185.
 117. GRASSI D. (1974) - Evoluzione morfologica dei depositi calcarenitici quaternari in corrispondenza dei versanti vallivi della Puglia e della Lucania, con particolare riferimento alla Gravina di Matera. *Geologia Applicata e Idrogeologia*, IX, 95-117.
 118. GRAVINA A., MASTRONUZZI G., SANSÒ P. (2005a) - Historical and prehistorical evolution of the Fortore River coastal plain and the Lesina Lake area (southern Italy). *Mediterraneé*, 1-2, 107-117.
 119. GRAVINA A., MASTRONUZZI G., SANSÒ P. (2005b) - Evoluzione olocenica e dinamica insediativa antropica della piana costiera del Fiume Fortore (Italia Meridionale). *Atti del XXV Convegno di Storia di Capitanata*, Foggia, maggio 2005, 57- 76.
 120. HEARTY P.J., BONFIGLIO L., VIOLANTI P., SZABO B.J. (1986) - Age of Late Quaternary marine deposits of Southern Italy determined by aminostratigraphy, faunal correlatin and uranium series dating. *Riv. It. Paleont. e Stra.*, 92(1), 149-164.
 121. HEARTY P.J., DAI PRA G. (1985) - Aminostratigraphy on Th230/U234 deating of Quaternary shorelines in the Puglia region of Southeast Italy. *Proceedings of the Fifth International coral Reef Congress, Thaiti*, 3, 163-169.
 122. IANNONE A., PIERI P. (1982) - Caratteri neotettonici delle Murge. *Geologia Applicata e Idrogeologia*, XVIII (II), 147-159.
 123. IMBRIE J. A., BERGER E., BOGLE S., CLEMENS A., DUFFY W., HOWARD G., KUKLA J., KUTZBACH D., MARTINSON A., MCINTYRE A., MIR B., MOLFINO J., MORLEY L., PETERSON N., PISIAS W., PRELL M., RAYMO N., SHACKLETON N.J., TOGGWEILER J. (1993) - On the structure and origin of major glaciation cycles, 2. The 100,000-year cycle. *Palaeoceanography*, 8, 699-735.
 124. IMBRIE J., BOYLE E.A., CLEMENS S.C., DUFFY A., HOWARD W.R., KUKLA G., KUTZBACH J., MARTINSON D.G., MCINTYRE A., MIX A.C., MOLFINO B., MORLEY J.J., PETERSON L.C., PISIAS N.G., PRELL W.L., RAYMO M.E., SHACKLETON N.J., TOGGWEILER J.R. (1992) - On the structure and origin of major glaciation cycles, 1. Linear responses to Milankovitch forcing. *Paleoceanography*, 7, 701-738.
 125. IMBRIE J., IMBRIE J. Z. (1980) - Modelling the climatic responses to orbital variations. *Science* 207, 943-953.
 126. IURILLI V., PALMENTOLA G. (2007) - I paesaggi carsici della Puglia. In AA.VV. "Grotte e carsismo in Puglia" ed. Federazione Speleologica Pugliese/Regione Puglia, Assessorato all'Ecologia, 47-52.
 127. JACOBACCI A., MALATESTA A., MARTELLI G., STAMPANONI G. (1967) - Note illustrative della Carta Geologica d'Italia, F° 163 "Lucera". *Serv. Geol. d'Italia*, Roma.
 128. JACOBACCI A., MARTELLI G. (1967) - Note illustrative della carta Geologica d'Italia, F° 174 "Ariano Irpino". *Serv. Geol. d'Italia*, Roma.
 129. JONES G. D. B. (1987) - Apulia Vol. 1: Neolithic settlement in the Tavoliere. *Reports of the Research Committee of the Society of Antiquaries of London*. XLIV. 237 pp..
 130. LAMBECK K., ANTONIOLI F., PURCELL A., SILENZI S. (2004) - Sea-level change along the Italian coast for the past 10,000 yr. *Quaternary Science Reviews*, 23, 1567-1598.
 131. LAMBECK K., PURCELL A. (2005) - Se-level change in the Mediterranean Sea since the LGM : model predictions for tectonically stable areas. *Quaternary Science Reviews*, 24, 18-19, 1969-1988.
 132. LARGAIOLLI T., MOZZI G., NARDIN M., ROSSI D. (1966) - Geologia della zona tra Otranto e Santa Cesarea Terme (Prov. di Lecce). *Mem. Mus. Civ. St. Nat. Verona*, 14, 409-413.
 133. LOPEZ S. (1987) - La città delle saline più grandi d'Europa. *Margherita di Savoia e i suoi antichi insediamenti sommersi*. Tipografia Santobuono, 7-23.
 134. MAGGIORE M., MASCIARELLA R., MASSARI R., PAPPAGALLO G., PASSARELLA G., VURRO M. (2004) - Caratteri idrostrutturali del tavoliere di puglia ed elaborazione di una carta geolitologica a finalità idrogeologiche. *Geologi e Territorio* 2/2004, 6-16.
 135. MAGGIORE M., MONGELLI F. (1991) - Hydrogeothermal model of groundwater suppli to San Nazario spring (Gargano, Sourthen Italy). *Proc. Int. Conf. On Environmental Changes in Karst Areas*. Quaderni del Dip. di Geografia - Università di Padova, v. 13, pp. 307 - 324.
 136. MANNELLA S. (1977) - La Gravina di Castellaneta. *Memorie dell'Istituto di Geografia, Facoltà di Economia e Commercio*, Bari, 7, 1-39.
 137. MARGIOTTA S. (1999) - Il contatto tra la Formazione di Galatone e la formazione di Lecce: evidenze stratigrafico sedimentologiche (Lecce). *Atti. Soc. Tosc. Sci. Nat. Mem. Serie A*, 106, 73-77.
 138. MARINELLI O. (1922) - Atlante dei tipi geografici desunti dai rilievi al 25000 e al 50000 dell'Istituto geografico Militare. *Atl. di Tavv.*, 78 tavv., 17-22-40-47-50.
 139. MARTINIS B. (1961) - Sulla tettonica delle Murge nord- occidentali. *Rend. Acc. Naz. Lincei*, 5.8, 31 pp..
 140. MARZO P., MASTRONUZZI G., PALMENTOLA G., SANSÒ P. (1997) - Le Isole Chéradi. *Rivista Marittima*, XXXV, 99-118.
 141. MASSOLI-NOVELLI R., RUSSI A. (2008) - Il faraglione Pizzomunno (Vieste, Gargano). *Geoitalia*, n. 23, pp. 20-21.
 142. MASSOLI-NOVELLI R., RUSSI A., SOLLITTO M., RUSSI M. C. (2001) - ...all'estremo del mondo: Pizzomunno (Vieste). *Libro degli abstract del 3° Forum It. Scienze della Terra*, Chiesti, 5-8 sett. 2001, pp. 497-498.
 143. MASTRONUZZI G. (2001) - Indagine conoscitiva geologico ambientale del sistema del Mar Piccolo (Taranto): caratteri evoluzione, dinamica, valore e pericolosità di un potenziale geosito. In: *Atelier Taranto*, Comune di Taranto. Progetto Posidonia, Unione Europea, Commissione Europea - DG XVI, Art. 10 FESR, Azioni Innovatrici, Programma Terra,

- Progetto n.55 Posidonia, Comune di Taranto, VII Settore Governo del Territorio, CD rom, <http://www.comune.taranto.it>.
144. MASTRONUZZI G. (2006) - Evoluzione dell'orografia antica della città di Taranto. *Atti del Seminario "Dal Kastron bizantino al Castello aragonese"*, 17 novembre 2004, Taranto, Castello Aragonese, Scorpione Editrice, Taranto, 123-140.
 145. MASTRONUZZI G., MARZO P. (EDS) (1999) - Le Isole Chéradi fra natura, leggenda e storia. *Fondazione Ammiraglio Michelagnoli - Università degli Studi di Bari, Stampasud, Mottola (Ta)*, 240 pp..
 146. MASTRONUZZI G., PALMENTOLA G., RICCHETTI G. (1989) - Aspetti dell'evoluzione olocenica della costa pugliese. *Mem. Soc. Geol. It.*, 42, 287-300.
 147. MASTRONUZZI G., PALMENTOLA G., SANSÒ P. (1994) - Le tracce di alcune variazioni del livello del mare olocenico tra Torre dell'Orso e Otranto (Lecce). *Geografia Fisica e Dinamica Quaternaria*, 17, 55-60.
 148. MASTRONUZZI G., PALMENTOLA G., SANSÒ P. (2001) - Evoluzione morfologica della fascia costiera di Torre Canne (Puglia adriatica). *Studi Costieri*, 4, 19-31.
 149. MASTRONUZZI G., PALMENTOLA G., SANSÒ P. (2002) - Lineamenti e dinamica della costa pugliese. *Studi Costieri*, 5, 9-22.
 150. MASTRONUZZI G., PIGNATELLI C., SANSÒ P. (2006) - Boulder fields: a valuable morphological indicator of palaeotsunamis in the Mediterranean Sea. *Zeit. Geomorph. N.F., Suppl.Vol.* 146, 173-194.
 151. MASTRONUZZI G., QUINIF Y., SANSÒ P., SELLERI G. (2007) - Middle-Late Pleistocene polycyclic evolution of a geologically stable coastal area (southern Apulia, Italy). *Geomorphology*, 86, 393-408.
 152. MASTRONUZZI G., QUINIF Y., SANSÒ P., SELLERI G. (2003) - Polycyclic landforms development in a stable coastal area: The Grotta del Diavolo sequence (southern Apulia, Italy). In: *Puglia 2003 - Final Conference Quaternary coastal morphology and sea level changes*, IGCP 437 Project, Otranto / Taranto - Puglia (Italy) 22-28 september 2003, Abstract Book (Mastronuzzi G., Sansò P. Eds.), 167-169.
 153. MASTRONUZZI G., ROMANIELLO L. (2008) - Holocene aeolian morphogenetic phases in Southern Italy: problems in 14C age determinations using terrestrial gastropods. *Quaternary International*, 183, 123-134.
 154. MASTRONUZZI G., SANSÒ P. (1993a) - Inquadramento geologico e morfologico della Gravina di Riggio (Grottaglie, Taranto). *Itinerari Speleologici*, II, 7, 23-36.
 155. MASTRONUZZI G., SANSÒ P. (1993b) - Inquadramento geologico e morfologico della Gravina di Riggio (Grottaglie, Taranto). In: *Parenzan P. - La Gravina di Riggio*. A cura di Fornaro A., Valentini V., Schena Ed., Fasano (BR), 17-34.
 156. MASTRONUZZI G., SANSÒ P. (1998) - Morfologia e genesi delle Isole Chéradi e del Mar Grande (Taranto, Puglia, Italia). *Geogr. Fis. Din. Quat.*, 21, 131-138.
 157. MASTRONUZZI G., SANSÒ P. (2002a) - Pleistocene sea level changes, sapping processes and development of valleys network in Apulia region (southern Italy). *Geomorphology*, 46, 19-34.
 158. MASTRONUZZI G., SANSÒ P. (2002b) - Holocene coastal dune development and environmental changes in Apulia (southern Italy). *Sedimentary Geology*, 150, 139-152.
 159. MASTRONUZZI G., SANSÒ P. (2002c) - Holocene uplift rates and historical rapid sea-level changes at the Gargano promontory, Italy. *Journal of Quaternary Science*, 17 (5-6), 593-606.
 160. MASTRONUZZI G., SANSÒ P. (EDS) (2003) - Quaternary coastal morphology and sea level changes. *Puglia 2003, Final Conference - Project IGCP 437 UNESCO - IUGS, Otranto / Taranto - Puglia (Italy) 22-28 September 2003*, GI2S Coast Coast - Gruppo Informale di Studi Costieri, Research Publication, 5, 184 pp, Brizio srl - Taranto.
 161. MASTRONUZZI G., SANSÒ P., MURRAY-WALLACE C.V., SHENNAN I. (2005) - Quaternary coastal morphology and sea-level changes - an introduction. *Quaternary Science Review*, 24, 18-19, 1963-1968.
 162. MASTRONUZZI G., SANSÒ S. (2006) - Coastal area: a recorder of environmental changes. *Geografia Fisica e Dinamica Quaternaria*, 29 (2), 5-9.
 163. MIGLIORINI C. (1937) - Cenno sullo studio e sulla prospezione petrolifera di una zona dell'Italia meridionale. *2nd Petroleum world Congress*, Paris, 1-11.
 164. MILELLA M., PIGNATELLI C., DONNALOIA M., MASTRONUZZI G. (2006) - Past sea-level in Egnatia (Italy) from archaeological and hydrogeological data. *Il Quaternario, Italian Journal of Quaternary Sciences*, 19(2), 251-258.
 165. MINIERI V. (1955) - Il significato paleoclimatico e l'età della crosta calcarea nell'area del F° 175 Cerignola. *Rendiconti dell'Accademia delle Scienze Fisiche e Matematiche della Società Nazionale di Scienze e Lettere e Arti*, S4, 22, 126 - 132.
 166. MORETTI M., FIORE A., PIERI P., TROPEANO M., VALLETTA S. (2004) - Effetti dei "Miglioramenti Fondiari" nelle Murge Alte (Puglia): L'impatto antropico sul paesaggio carsico e costiero. "Il Quaternario" *Italian Journal of Quaternary Science*, 17(2/1), 323-330.
 167. MÖRNER N-A. (1986) - The concept of eustasy: a redefinition. *Journal of Coastal Research, Special Issue*, 1, 49-51.
 168. MÖRNER N-A. (1996) - Rapid Changes in Coastal Sea Level. *Journal of Coastal Research*. Fort Lauderdale, Florida., USA, 12(4), 797-800.
 168. MOSTARDINI F., MERLINI S. (1986) - Appennino centro-meridionale. *Sezioni geologiche e proposta di modello strutturale*. *Mem. Soc. Geol. It.*, 35, 177-202.
 169. MÜLLER R. A., MACDONALD G. J. F. (1997) - Glacial cycles and astronomical forcing. *Science* 277, 215-218.
 170. NEBOIT R. (1975) - Plateaux et collines de Lucanie orientales et des Pouilles. *Librairie Honore Champion*, Paris. 702 p.

171. NICOD J. (1972) - Pays et paysage du calcaire. Presses Universitaires de France, Paris, Coll. SUP - Le géographe N. 7, 244 pp.
172. ODETTI G. (1975) - Foto aerea e villaggi neolitici del Tavoliere. Atti Colloquio Internazionale sulla Preistoria e Protostoria della Daunia, Foggia 24 - 29 aprile 1973, 134 - 136.
173. OGNIBEN L. (1969) - Schema introduttivo alla geologia del confine calabro-lucano. Mem. Soc. Geol. It., 8, 453-763.
174. ORTOLANI F., PAGLIUCA S. (1988) - Il Gargano (Italia meridionale): un settore di «Avanpaese» tra le Catene Appenninica e Dinarica. Mem. Sog. Geol. It., v. 41, 1245 - 1252.
175. PALMENTOLA G. (1967) - Appunti stratigrafici nei dintorni di Ginosa e di Montescaglioso (F° 201 "Matera"). Atti Accademia Gioenia di Scienze Naturali, Ser. 6, Catania, 18.
176. PALMENTOLA G. (1987) - Geological and geomorphological outlines of the Salento leccese region (Southern Italy). Atti del Convegno sulle conoscenze geologiche del territorio salentino. Lecce 12 dicembre 1987. Quaderni di Ricerche del Centro Studi Geotecnici e di Ingegneria Lecce, 11, 7-23.
177. PALMENTOLA G. (2004) - I terrazzi marini. In AA.VV (eds): Italia - Atlante dei Tipi Geografici, Istituto geografico Militare, Firenze, tav. 33, 868 pp.
178. PALMENTOLA G., IURILLI V. (2002) - Il carsismo pugliese, problemi e prospettive di ricerca. Grotte e Dintorni, rivista del Museo delle Grotte di Castellana (Ba), n. 4, 203-220.
179. PALMENTOLA G., VIGNOLA N. (1980) - Dati di neotettonica sulla penisola salentina. Fogli 204 "Lecce", 213 "Maruggio", 214 "Gallipoli", 215 "Otranto", 223 "Capo Santa Maria di Leuca". CNR Prog. Final. Geodinamica, pubblicazione 356, 175-202.
180. PARENZAN P. (1989a) - La Gravina dei Pensieri (Grottaglie). Comune di Taranto, Centro Ricerche Museo del Sottosuolo, Tip. Brizio, Taranto.
181. PARENZAN P. (1989b) - La Gravina di Petruscio nel territorio di Mottola. Natura e civiltà rupestre. Congedo Editore, Galatina.
182. PARENZAN P. (1992) - La Gravina di Ginosa. Dalla preistoria ad oggi. Aspetti naturalistici. Congedo Editore, Galatina.
183. PARENZAN P. (2003) - La Gravina di Riggio. A cura di Fornaro A., Valentini V., Schena Ed, Fasano (BR).
184. PARISE M. (2006) - Geomorphology of the Canale di Pirro Karst Polje (Apulia, Southern Italy). Z. Geomorph. N.F., 147, 143-158.
185. PARISE M. (2008) - Elementi di geomorfologia carsica della Puglia. Atti del 45° Corso CNSS-SSI di III livello "Geomorfologia carsica", Grottaglie, 2-3 febbraio 2008.
186. PATACCA E., SCANDONE P. (1989) - Post Tortonian mountain building in the Apennines. The role of the passive sinking of a relic lithospheric slab. In: The Lithosphere in Italy. Advance in Earth Science Research. Boriani A., Bonafede M., Piccardo G. B., Vai G. B. Eds, 157-176.
187. PATACCA E., SCANDONE P. (2001) - Late thrust propagation and sedimentary response in the thrust-belt-foredeep system of the Southern Apennines (Pliocene-Pleistocene). In: Vai, G.B., Martini, I.P. (Eds.): "Anatomy of an Orogen: the Apennines and Adjacent Mediterranean Basins". Kluwer Academic Publisher, Great Britain, 401-440.
188. PATACCA E., SCANDONE P. (2007) - Geology of Italy. Boll. Geol. It., Spec. Issue 7, 75-119.
189. PEIRANO A., KRŽIĆ P., MASTRONUZZI P. (2009) - Growth of Mediterranean reef of *Cladocora caespitosa* (L.) in the Late Quaternary and climate inferences. Facies, 55, 325-333.
190. PEIRANO A., MORRI C., BIANCHI C.N., AGUIRRE J., ANTONIOLI F., CALZETTA G., CAROBENE L., MASTRONUZZI G., ORRÙ P. (2004) - The Mediterranean coral *Cladocora caespitosa*; a proxy for past climate fluctuations? Global and Planetary Changes, 40, 195-200.
191. PEIRANO A., MORRI C., MASTRONUZZI G., BIANCHI C.N. (1994) - The coral *Cladocora caespitosa* (Anthozoa, Scleractinia) as a biotherm builder in the Mediterranean Sea: a short review. Mem. Descr. Carta Geol. D'It., 52, 59-74.
192. PELTIER W.R. (1999) - Global sea level rise and glacial isostatic adjustment. Global and Planetary Change, 20, 93-123.
193. PELTIER W.R., ANDREWS J.T. (1976) - Glacial isostatic adjustment. The forward problem. Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society 46, 605-646.
194. PESCATORE T. (1988) - La sedimentazione miocenica nell'Appennino campano-lucano. Mem. Soc. Geol. It., 41, 431-438.
195. PESCATORE T., DI NOCERA S., MATANO F., PINTO F. (2000) - L'Unità del Fortore nel quadro della geologia del settore orientale dei Monti del Sannio (Appennino meridionale). Boll. Soc. Geol. It., 119, 587-601.
196. PESCATORE T., RENDA P., SCHIATTARELLA M., TRAMUTOLI M. (1999) - Stratigraphic and structural relationship between Meso-Cenozoic Lagonegro basin and coeval carbonate platforms in southern Apennines, Italy. Tectonophysics, 315, 269-286.
197. PESCATORE T., SENATORE M. R. (1986) - A comparison between a present-day (Taranto Gulf) and a Miocene (Irpian Basin) foredeep of the Southern Apennines (Italy). Spec. Publ. Int. Ass. Sed., 8, 169-182.
198. PIERI P. (1980) - Principali caratteri geologici e morfologici delle Murge. Murgia sotterranea, Boll. Gruppo Speleo Martinense, 2, 13-19.
199. PIERI P. (1991) - Evoluzione geomorfologica e arretramenti costieri olocenici nei dintorni di Monopoli. Itinerari Speleologici, s. II, n. 5, 121-130.
200. PIERI P., FESTA V., MORETTI M., TROPEANO M. (1997) - Quaternary tectonic activity of the Murge area (Apulian foreland - Southern Italy). Annali di Geofisica, XL, 5, 1395-1404.
201. PIERI P., GALLICCHIO S., DE DONATO G., FESTA V., FIORE A., MORETTI M., TILLI A., TROPEANO M. (2008) - Carta

- Geologica d'Italia alla scala 1: 50.000 - foglio 407 San Bartolomeo in Galdo - bozze di stampa. Versione approvata dal Comitato APAT, disponibile online sul sito APAT. Progetto Carg-Puglia, Dipartimento per i Servizi Tecnici Nazionali - Servizio Geologico d'Italia. Roma.
202. PIERI P., GALLICCHIO S., MORETTI M. (2008) - Note illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1: 50.000 - foglio 407 San Bartolomeo in Galdo - bozze di stampa, Bari.
203. PIERI P., SABATO L., TROPEANO M. (1996) - Significato geodinamico dei caratteri deposizionali e strutturali della Fossa bradanica nel Pleistocene. Mem. Soc. Geol. It., 51, 501-515.
204. PIRAZZOLI P.A. (1996) - Sea level changes. The last 20000 years. Wiley, Chichester, 212 pp..
205. PIRAZZOLI P.A. (2000) - Cambiamenti globali e variazioni del livello del mare: meccanismi e tendenze evolutive. In: Silenzi P. (Ed). Mare e cambiamenti globali. ICRAM. 15-27.
206. PIRAZZOLI P.A. (2005) - A review of possible eustatic, isostatic and tectonic contributions in eight late-Holocene relative sea level histories from the Mediterranean area. Quaternary Science Reviews, 24, 18-19, 1989-2001.
207. PORCELLI M. (2006) - Le cavette di bauxite di Spinazzola nelle immagini d'archivio: una scoperta che vive nel ricordo. Ricerche speleologiche (Bollettino del CARS), n. 1, 86-97 (Altamura).
208. RADINA B. (1958) - Sugli affioramenti di "pozzolana" nelle Murge baresi. Annali della Facoltà di Agraria dell'Università di Bari. Vol. XII, 10 p., 1 Tav.
209. REINA A., LUPERTO SINNI E. (1993) - I calcari della stazione di Melissano (Lecce): considerazioni lito, bio e cronostatigrafiche. Boll. Soc. Geol. It. 112, 265-271.
210. REINA A., LUPERTO SINNI E. (1994) - Contributo alla conoscenza stratigrafica del Cretaceo superiore in facies di piattaforma carbonatica interna del salento occidentale (Puglia, Italia meridionale). Boll. Soc. Paleont. It. 33(2), 145-153.
211. RESTUCCIA A. (1991) - Matera, i Sassi, Torino, Einaudi.
212. RICCHETTI G. (1975) - Nuovi dati stratigrafici sul Cretaceo delle Murge emersi da indagini del sottosuolo. Boll. Soc. Geol. It., 94, 1083-1108. Roma.
213. RICCHETTI G. (1980) - Contributo alla conoscenza strutturale della Fossa bradanica e delle Murge. Boll. Soc., Geol. It., 49, 421-430.
214. RICCHETTI G. (1994) - Le successioni sedimentarie. In: Guida alla escursione generale precongressuale e alla escursione tematica sul Cretaceo murgiano. Geologia delle aree di avampaese, 77a Riunione estiva - Congresso nazionale della Società Geologica Italiana, 23 settembre - 1 ottobre 1994, Bari, 2-16.
215. RICCHETTI G., CIARANFI N., LUPERTO SINNI E., MONGELLI F., PIERI P. (1988) - Geodinamica ed evoluzione sedimentaria e tettonica dell'avampaese apulo. Mem. Soc. Geol. It., 41, 57-82.
216. SABATO L., GALLICCHIO S., PIERI P., SALVINI G., SCOTTI P. (2007) - Cretaceous anoxic events in the argilliti e radiolariti di Campomaggiore unit, (Southern Apennines, Italy). Boll. Soc. Geol. It., Vol. Spec. 7, 57-74.
217. SANSÒ P. (1997) - The ancient landforms of Apulian region. Abstract IV International Symposium on Geomorphology, Bologna (Italy), august 1997.
218. SANSÒ P., TRIGGIANI S. (2001) - Genesi ed evoluzione di superfici di età terziaria nell'Italia meridionale. In: MACCHIA F. (ed.) Territorio e Società nelle aree meridionali. Mario Adda Ed., Bari, 441-450.
219. SANTO A., SENATORE M.R. (1988) - La successione stratigrafica dell'Unità Dauna a Monte Sidone (Castelluccio Valmaggiore, Foggia). Mem Soc. Geol. It., 41, 431-438.
220. SAURO U. (1991) - A polygonal karst in Alte Murge (Puglia, Southern Italy). Zeitschrift für Geomorphologie, 35 - 2, 207-223.
221. SCARANO T., AURIEMMA R., MASTRONUZZI G., SANSÒ P. (2008) - L'archeologia del paesaggio costiero e la ricostruzione delle trasformazioni ambientali: gli insediamenti di Torre Santa Sabina e Torre Guaceto (Carovigno, Br). Secondo Simposio Internazionale "Il Monitoraggio Costiero Mediterraneo: Problematiche e Tecniche di Misura", Napoli, 1-6 giugno 2008, CNR-IBIMET, Firenze, pp. 391-402, ISBN: 978-88-95597-08-9.
222. SCHMIEDT G. (1973) - Contributo della fotografia aerea alla ricostruzione della antica laguna compresa fra Siponto e Salapia. Archivio Storico Pugliese, 26, 159-172.
223. SELLA M., TURCI C., RIVA A. (1988) - Sintesi geopetrolifera della Fossa bradanica (avanfossa della catena appenninica meridionale). Mem. Soc. Geol. It., 41, 87-107.
224. SELLERI G. (2007) - Karstic landscape evolution of southern Apulia foreland during the Pleistocene. Geografia Fisica e Dinamica Quaternaria, 30, 77-86.
225. SELLERI G., MASTRONUZZI G., SANSÒ P. (2003) - Morphological evidences of recent tectonic activity along the eastern coast of Salento peninsula (southern Italy). In: Antonioli F, Monaco C. (eds). Il contributo dello studio delle antiche linee di riva alla comprensione della dinamica recente. Escursioni nello Stretto di Messina. Riassunti e guida alle escursioni, Messina 5-8 maggio, 38-40.
226. SELLERI G., SANSÒ P., WALSH, N. (2002) - The contact karst landscape of Salento peninsula (Apulia, southern Italy). In: Evolution of Karst from prekarst to cessation, 275-281, Postojna.
227. SELLI R. (1962) - Il Paleogene nel quadro della geologia dell'Italia meridionale. Mem. Soc. Geol. It., 3, 737-789.
228. SESTINI A. (1957) - L'Italia Fisica. Touring Club Italiano, Milano.
229. SESTINI A. (1963) - Il paesaggio, Milano, T.C.I..
230. SGROSSO I. (1988) - Nuovi elementi per un più articolato modello paleogeografico nell'Appennino centro-meridionale. Mem. Soc. Geol. It., 41, 225-239.

231. SHACKLETON N. J. (2000) - The 100,000-year ice-age cycle identified and found to lag temperature, carbon dioxide, and orbital eccentricity. *Science* 289, 1897-1902.
232. SHACKLETON N.J., OPDIKE N.D. (1973) - Oxygen isotope and paleomagnetic stratigraphy of equatorial Pacific core V28-238: oxygen isotope temperature ice volumes on a 105 year and 106 year scale. *Quaternary Research*, 3, 39-55.
233. SIMEONI U. (1992) - I litorali tra Manfredonia e Barletta (Basso Adriatico): dissesti, sedimenti, problematiche ambientali. *Boll.Soc.Geol.It.*, 111, 367-398.
234. SIMONE O. (2003) - Evoluzione olocenica e dinamica ambientale delle piane costiere pugliesi. Tesi di Dottorato di Ricerca (XVI ciclo), 171 pp. Monografia depositata presso la Biblioteca Nazionale Centrale di Firenze, BN 2006-9997, collocazione: TDR.2005.1381, inventario: CF020051381.
235. SIMONE O., FIORE A. (2004) - Attraverso il Gargano: dal Pizzomunno alla Dolina Pozzatina. In: Brancucci G. (Ed.) *Geositi e dintorni... Volume a cura del Dipartimento POLIS, Laboratorio di Geomorfologia Applicata, Facoltà di Architettura - Genova*, pp. 139 - 143.
236. SOLDANI D., SIMONE O., SANSÒ P., MASTRONUZZI G. (2002) - Geositi nel territorio di Ostuni (Brindisi). *Risorsa scientifica e socio-economica. Geologia dell'Ambiente*, X, 2, 37-40.
237. SPALLUTO L., MORETTI M. (2006) - Evidenze di neotettonica (Pliocene medio-Pleistocene superiore) nel settore occidentale del Promontorio del Gargano (Italia meridionale). *Il Quaternario*, 19(1), 143-154.
238. TINÈ S. (1971) - I villaggi neolitici nel territorio di Foggia (Puglia); la successione degli stili ceramici. *Actes VIII Congr. U.I.S.P.P.*, 2, 386 - 392.
239. TINÈ S. (1975) - La civiltà neolitica del Tavoliere - *Atti Colloquio Internazionale sulla Preistoria e Protostoria della Daunia*, 99 - 111.
240. TROPEANO M. (2003) - Il Parco Archeologico, Storico, Naturale delle Chiese Rupestri del Materano (un ricco parco geologico regionale in Basilicata). In: "Conservazione e valorizzazione del patrimonio geologico". *Suppl. Fasc 1/2003 Geologia dell'Ambiente, Atti Convegno Rionero in Vulture*, 13-14 aprile 2002, 239-254.
241. TROPEANO M., PIERI P., MORETTI M., FESTA V., CALCAGNILE G., DEL GAUDIO V., PIERRI P. (1997) - Tettonica quaternaria ed elementi di sismotettonica nell'area delle Murge (Avampaese apulo). *"Il Quaternario" Italian Journal of Quaternary Science*, 10(2), 543-548.
242. TROPEANO M., SABATO L. (2000) - Response of Plio-Pleistocene mixed bioclastic-lithoclastic temperate-water carbonate system to forced regression: the Calcarene di Gravina Formation, Puglia, SE Italy. In: HUNT, D., GAWTHORPE, R.L. (eds) *Sedimentary responses to forced regression. Geological Society Special Publications*, 172, 217-243.
243. TROPEANO M., SABATO L., PIERI P. (2002) - Filling and cannibalization of a foredeep: the Bradanic Trough (Southern Italy). In: *Sediment Flux to Basins: Causes, Controls and Consequences* (S.C. Jones, L. E. Frostick Eds.) *Geol. Soc. London Sp. Publ.*, 191, 55-79.
244. TROPEANO M., SPALLUTO L., MORETTI M., PIERI P., SABATO L. (2005) - Depositi carbonatici infrapleistocenici di tipo foramol in sistemi di scarpata (Salento - Italia meridionale). *Il Quaternario*, 17, 537-546.
245. VALDUGA A. (1965) - Contributo alla conoscenza delle Murge baresi. *Studi Geologici e Morfologici sulla Regione pugliese*, Bari, 1, 15pp.
246. VALDUGA A. (1973) - Fossa Bradanica. In: Desio, A. (ed.) *Geologia dell'Italia*. UTET, 692-695.
247. VEZZANI L. (1967) - I depositi plio-pleistocenici del litorale ionico della Lucania. *Atti Accademia Gioenia Scienze Naturali*, 18, 159-180.
248. VOLPE G. (1990) - La Daunia nell'età della romanizzazione. *Paesaggio agrario, produzione, scambi*. *Adrias*, 1. Edipuglia, 298 pp.
249. WAELBROECK C., LABEYRIE L., MICHEL E., DUPLESSY J.C., MCMANUS J.F., LAMBECK K., BALBON E., LABRACHERIE M. (2002) - Sea level and deep water temperature changes derived from benthic foraminifera isotopic records. *Quaternary Science Reviews*, 21, 295 - 305.
250. WHITEHOUSE R.D. (1968) - Settlement and economy in southern Italy in Neothermal period. *Proceedings of the Prehistoric Society*, 34, 332 - 367.
251. WHITEHOUSE R.D. (1981) - Prehistoric settlement patterns in southeast Italy. *British Archeological Reports*, 44, 157 - 165.
252. WHITEHOUSE R.D. (1984) - Social organization in the Neolithic of Italy. In 'The Deya Conference of Prehistory. Early settlements in the western Mediterranean Islands and their peripheral areas'. W. H. Waldren, R. Chapman, J. Lewthwaite, R. C. Kennard Ed., *British Archeological Reports*, S229, 1109 - 1133.
253. WHITEHOUSE R.D. (1986) - Sitticulosa Apulia Revisited. *Antiquity*, 60, 36 - 44.
254. WHITEHOUSE R.D. (1988) - Il Neolitico antico: cronologia assoluta. In: Cassano S.M., Cazzella A., Manfredini A., Moscoloni M. Ed. *Coppa Navigata e il suo territorio. Testimonianze archeologiche dal VII al II millennio a. C.*, 95 - 97, Edizioni Quasar, Roma.
255. ZANDER A., FÜLLING A., BRÜCKNER H., MASTRONUZZI G. (2006) - OSL dating of Upper Pleistocene littoral sediments: a contribution to the chronostratigraphy of raised marine terraces bordering the Gulf of Taranto, Southern Italy. *Geografia Fisica e Dinamica Quaternaria*, 29 (2) 33-50.