

Capitolo Primo
INQUADRAMENTO GEOLOGICO

1.1 - L'Appennino Meridionale

La genesi della Catena dell'Appennino Meridionale inizia nell'Oligocene Superiore-Miocene Inferiore (Monaco e Tortorici, 1998) e deriva dall'evoluzione del margine continentale passivo mesozoico e dalla sua inversione in margine attivo durante la subduzione della placca Adriatica verso ovest (Prosser *et al.*, 1996). La tettonica compressiva è stata quindi la causa dell'impilamento delle diverse unità di derivazione differente (Monaco e Tortorici, 1998; Menardi Noguera e Rea, 2000; Lentini *et al.*, 2002) e della geometria a pieghe e sovrascorrimenti (*fold-and-thrust belt*) est-vergente che la catena possiede attualmente (Doglioni *et al.*, 1994; Schiattarella *et al.*, 2003).

Nell'Appennino Lucano, che rappresenta un settore della Catena Appenninica meridionale, riconosciamo diverse unità tettono-stratigrafiche che sono, da ovest verso est:

a) le unità interne, che Lentini *et al.* (2002) chiamano Unità Liguridi/Sicilidi e che rappresentano un prisma di accrezione oligo-miocenico con blocchi di ofioliti, di provenienza ligure, coperto da depositi sintettonici del Miocene Inferiore;

b) la piattaforma Campano-Lucana o piattaforma Appenninica, di età mesozoica-neogenica, che separava il bacino Tirrenico dal bacino di Lagonegro (Mostardini e Merlini, 1986; Menardi Noguera e Rea, 2000);

c) le unità Lagonegresi, derivanti dalla deformazione del bacino omonimo;

d) le unità Iripine, depositatesi in bacini satellite e di avanfossa nel Miocene Medio-Superiore al di sopra delle unità lagonegresi deformate;

e) la piattaforma Apula che rappresenta la parte sepolta dell'Appennino e quella affiorante nell'avampaese. La parte sepolta è anche conosciuta come Catena Apula (Lentini *et al.*, 2002) e costituisce il sistema a sovrascorrimenti esterno (*external thrust system*) sovrapposto sull'avampaese a sua volta deformato per flessurazione.

Secondo Menardi Noguera e Rea (2000), la piattaforma Apula è costituita dall'Unità di Piattaforma Apula Interna (*Inner Apulian Platform*) che sovrascorre sull'Unità di Piattaforma Apula Esterna (*Outer Apulian Platform*).

Ne consegue una geometria a *duplex* a scala regionale dell'Appennino Meridionale (Lentini *et al.*, 2002).

L'insieme dell'orogene appenninico è costituito anche da altri domini strutturali che si trovano ad est della catena. Essi sono l'avanfossa, che nell'area di nostro interesse è detta Fossa Bradanica (*Auct.*), e l'Avampaese Apulo (*Auct.*), che coincide con l'altopiano delle Murge (figg. 1.1 - 1.2).

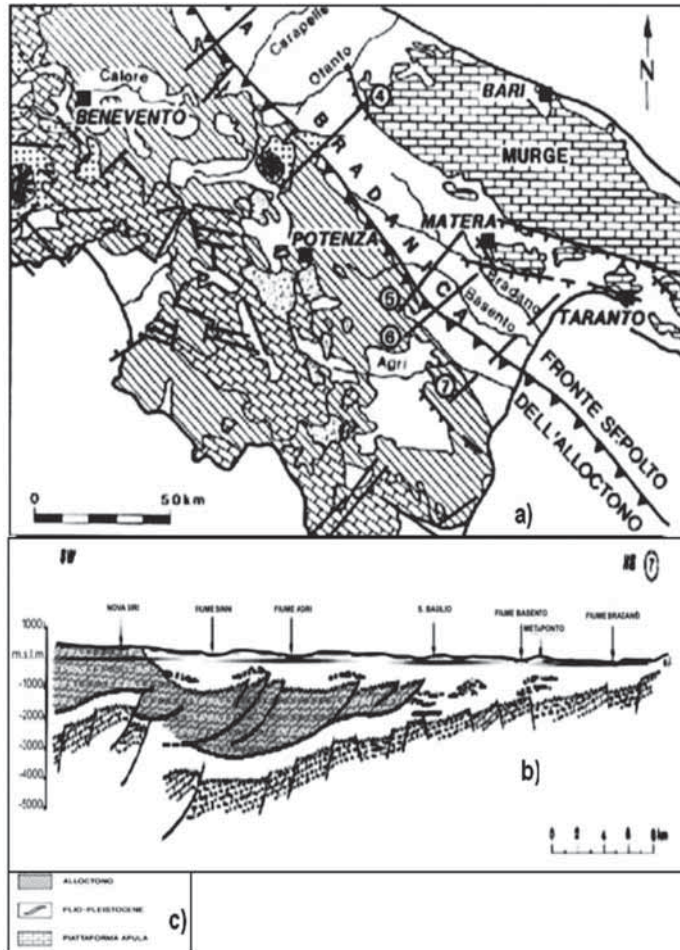


Figura 1.1 - a) Carta geologica della Fossa Bradanica con la posizione della sezione numero 7 rappresentata in figura 3.b; b) sezione numero 7; c) legenda. Da Sella *et al.*, 1988, modificata.

Un'altra peculiarità di questo settore di catena è la migrazione verso est del sistema, che mostra attualmente compressione al fronte orientale mentre a ovest si osservano fenomeni di distensione (Doglioni *et al.*, 1996). A causa di ciò, i sovrascorrimenti e le pieghe preesistenti vengono sistematicamente tagliati da faglie dirette (Prosser *et al.*, 1996; Schiattarella *et al.*, 2003) ad ovest, mentre a est si osservano ancora evidenze di un raccorciamento crostale.

La Fossa Bradanica è il bacino associato alla fascia di sovrascorrimenti appenninici e si imposta al margine occidentale della placca Adriatica che si comporta da avampaese, immergente di circa 10° sotto la catena (Menardi Noguera e Rea, 2000). L'associazione avanfossa-avampaese viene trattata in seguito; c'è da premettere che è un sistema altamente complesso e differenziato in quanto l'Avampaese è soggetto a sollevamento (Doglioni *et al.*, 1994; 1996; Mastronuzzi e Sansò, 2002; Belluomini *et al.*, 2002) come possibile compensazione alla decelerazione indotta dalla subduzione di una porzione di crosta molto spessa della placca Adriatica. Nella porzione ionica, invece, la tettonica compressiva recente è più evidente (Doglioni *et al.*, 1994; 1996; Pieri *et al.*, 1997). Inoltre, l'opposizione al flusso relativo del mantello (verso est) della parte subdotta (immergente verso ovest) causa l'arretramento verso est della cerniera di subduzione (Doglioni, 1991). Anche l'avanfossa è soggetta ad un generale sollevamento tettonico dimostrato da diversi lavori precedenti (Dai Pra e Hearty, 1988; Amato *et al.*, 1997; Bianca e Caputo, 2003), la cui definizione quali-quantitativa è il principale obiettivo di questo studio.

1.2 - La Fossa Bradanica

1.2.1 - Origine sedimentaria e stratigrafia

Le avanfosse sono bacini che si formano a causa della subsidenza flessurale di una placca che subduce. Si tratta di un sistema dinamico definito da due margini con caratteristiche differenti: uno molto articolato ed attivo tettonicamente, costituito da un "alto" di aree deformate che rappresenta la catena; l'altro è, invece, caratterizzato da pochi o nessun effetto di tettonica sinsedimentaria, formato dalle aree di avampaese degradanti verso la catena stessa. Il settore meridionale dell'avanfossa appenninica è detto Fossa Bradanica (*Auct.*) e la sua età è fatta risalire al Pliocene inferiore-Pleistocene (Balduzzi *et al.*, 1982). Tale fossa si è sviluppata tra la catena

e la parte esposta del flessurato Avampaese Apulo subdotto dalle coltri appenniniche.

È un bacino di forma allungata in direzione NO-SE ed è caratterizzato da uno spessore non elevato (fig. 1.2).

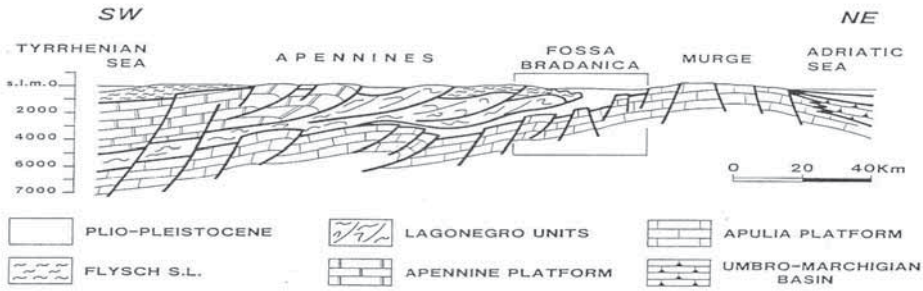


Figura 1.2 - Sezione geologica dell'Italia Meridionale: è evidenziata la posizione della Fossa Bradanica.. Da Sella *et al.*, 1988.

È possibile suddividerla in: i) un settore occidentale occupato da più sistemi di ricoprimento gravitativo separati da successioni meso-autoctone (formazione di Albidona, successioni marnoso-arenacee poggiati sulle coltri lagonegresi) e coperte da sequenze neo-autoctone (formazione di Gorgoglione) e ii) un settore orientale colmato soltanto da terreni autoctoni. Il margine occidentale della Fossa Bradanica ha una fisiografia molto irregolare. Il margine è costituito da sovrascorrimenti attivi che deformano unità, in prevalenza terziarie, già accavallatesi sui depositi di avanfossa infrapliocenici autoctoni; è caratterizzato da un'area interna ad alto gradiente in sollevamento (Pieri *et al.*, 1996).

Le coperture sedimentarie Plio-Pleistoceniche che ricoprono la fossa possiedono uno spessore di 2-3 km (Tropeano *et al.*, 2002).

Le unità litostratigrafiche che caratterizzano i bacini della Fossa Bradanica s.s. sono stati ampiamente descritti da Balduzzi *et al.* (1982), in seguito all'analisi di sezioni sismiche e dati di pozzo provenienti dall'esplorazione petrolifera di queste aree. Gli stessi autori distinguono questa parte meridionale dell'avanfossa appenninica in due bacini, separati da un alto strutturale detto soglia di Lavello: il bacino lucano, a sud, e il bacino pugliese, a nord. L'area di interesse del presente lavoro è situata entro il bacino lucano.

Gli autori individuano un substrato pre-pliocenico che presenta età via via

più vecchie spostandosi dal settore nord-occidentale a quello sud-orientale. I depositi del substrato sono rappresentati da calcareniti organogene a Briozoi del Miocene Medio, da calcari, marne rosse, basalti scuri, brecciole calcaree, calcari dolomitici dell'Eocene e da calcari e calcari dolomitici del Cretaceo Superiore. Infine, all'estremo lembo occidentale del bacino lucano, si trovano gessi del Miocene Superiore. Il Pliocene-Pleistocene sarebbe costituito da sequenze sabbiose ed argillose. Andando dall'alto verso il basso le successioni litostratigrafiche sono così ripartite:

- argille e sabbie sommitali;
- intervallo sabbioso-argilloso intermedio;
- intervallo argilloso-marnoso di base;

Questa successione risulta sostanzialmente omogenea in senso longitudinale lungo l'asse del bacino, ad oriente delle coltri alloctone, mentre trasversalmente verso est appare quasi completamente costituita da livelli argillosi che sostituiscono lateralmente i corpi sabbiosi torbiditici. Verso ovest le potenti coltri gravitative interrompono la sedimentazione autoctona che viene così sostituita bruscamente da ammassi sedimentari di varia natura ed età (Balduzzi *et al.*, 1982). Sempre Balduzzi *et al.* (1982) riconoscono l'età di messa in posto dell'alloctono nel sottosuolo lucano e l'entità del fenomeno. Il ricoprimento si sarebbe realizzato tra il Pliocene Inferiore ed il Pleistocene coinvolgendo anche la successione carbonatica mesozoica.

L'elevata attività del regime compressivo ha favorito l'avanzamento delle coltri alloctone al fronte della catena (Mostardini e Merlini, 1986). I rapporti geometrici tra coltri alloctone e coltri autoctone, osservati a SO, vedono le prime inserite nella successione argilloso-sabbiosa plio-pleistocenica (fig. 1.1b).

Il bacino è sede di raccorciamento crostale causato dalla collisione continentale, che, oltre a provocare un graduale approfondimento dell'avanfossa, è stata causa della formazione di un sistema longitudinale di faglie inverse che borda il margine appenninico e che costituisce il raccordo fra la fascia di sollevamento della catena («rampa frontale») e quella di sprofondamento dell'avanfossa (Casnedi, 1988).

Un altro effetto legato alla collisione è il sistema trasversale di faglie in parte trascorrenti che individuano alti strutturali e depressioni bacinali, tra cui la separazione dei bacini lucano e pugliese ad opera della Sella di Lavello (Casnedi, 1988).

Nel quadro evolutivo della Fossa Bradanica, Tropeano *et al.* (2002) riconoscono due grandi fasi successive all'impostazione del bacino al margine della catena, a partire dal Pliocene fino al Quaternario: la fase di riempimento e quella di cannibalizzazione della fossa. In breve, queste due fasi evolutive rispecchiano la storia dell'avanfossa che, impostandosi sul margine subsidente occidentale dell'Avampaese Apulo, ha visto la deposizione di sedimenti plio-pleistocenici sui carbonati di piattaforma (figg. 1.1b - 1.3).

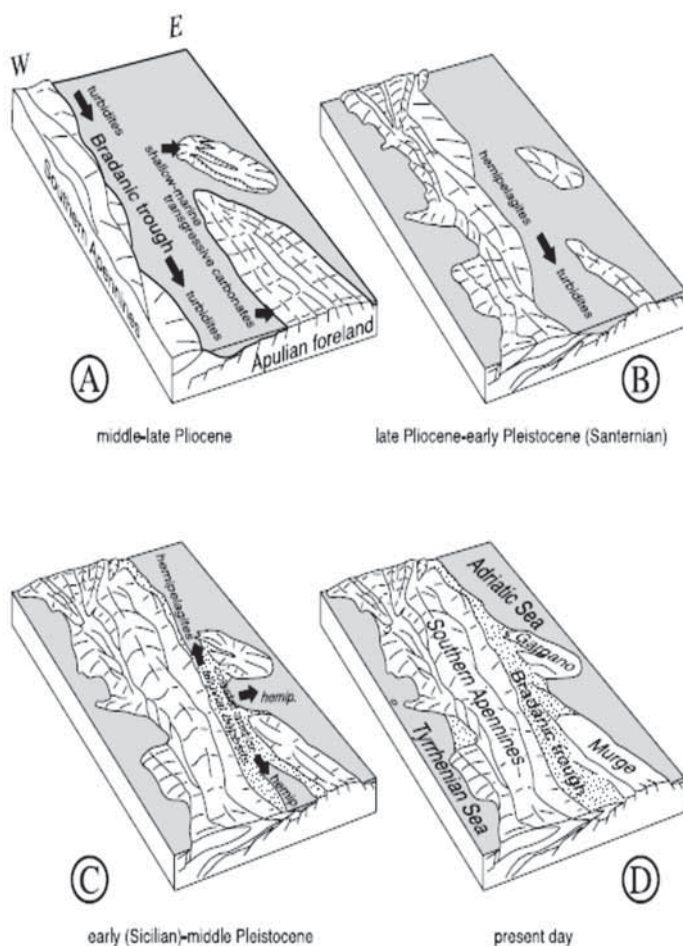


Figura 1.3 - Evoluzione e migrazione dei sistemi deposizionali nell'avanfossa sudappenninica. Da Tropeano *et al.*, 2002.

Le litologie del riempimento, in gran parte sepolte, precedentemente descritte, in accordo con Balduzzi *et al.* (1982), rappresentano successioni attribuite principalmente ad apporti terrigeni che nel corso del tempo colmano la fossa da nord-ovest verso sud-est (Casnedi, 1988). Sono riconosciuti diversi stadi del riempimento caratterizzati dalle relative successioni: pre-torbiditica, torbiditica, post-torbiditica. La successione più profonda, nel bacino lucano, è quella pre-torbiditica, rappresentata dalle emipelagiti dell'intervallo argilloso-marnoso di base (Balduzzi *et al.*, 1982; Casnedi, 1988; Tropeano *et al.*, 2002) che secondo Casnedi *et al.* (1982) indicherebbe l'evento di massima subsidenza. L'evento intermedio caratterizzato dal riempimento da parte delle torbiditi s.s. e olistostromi (Casnedi *et al.*, 1982), è quello più importante, in quanto lo spessore delle successioni è molto elevato, presenta una evoluzione da nord-ovest verso sud-est, si sviluppa soprattutto nel bacino lucano durante il Pleistocene Inferiore ed è rappresentato dall'intervallo sabbioso-argilloso *sensu* Balduzzi *et al.* Il terzo evento, quello post-torbiditico, è rappresentato dalla deposizione delle emipelagiti (Balduzzi *et al.*, 1982; Casnedi, 1988; Tropeano *et al.*, 2002) che vede il colmamento generale delle depressioni e l'insorgere di fenomeni regressivi diffusi; la morfologia del fondo marino tende ad appiattirsi e la sedimentazione assume un andamento debolmente positivo, con depositi progressivamente più fini verso l'alto (Casnedi *et al.*, 1982). A causa del sollevamento regionale, che induce una regressione forzata, questi ultimi depositi si sviluppano nel Pleistocene Medio-Superiore (Tropeano *et al.*, 2002), e le emipelagiti nella parte alta vengono sostituite da depositi sabbioso-conglomeratici di ambiente di transizione e/o alluvionale, che formano corpi progradanti in contatto transizionale o erosivo sui sedimenti sottostanti (Pieri *et al.*, 1994), per cui sono denominati da Pieri *et al.* (1996) "*regressive coastal deposits*" (depositi costieri regressivi), conosciuti anche come "depositi marini terrazzati" (Vezzani, 1967; Boenzi *et al.*, 1976; Bruckner, 1980; De Marco, 1990)

Attualmente l'evoluzione procede con la cannibalizzazione dei depositi descritti ad opera delle profonde incisioni fluviali che attraversano la successione della Fossa Bradanica meridionale (Tropeano *et al.*, 2002). I sedimenti erosi rappresentano la principale sorgente dell'attuale sistema deposizionale del Golfo di Taranto, nel Mar Ionio, che presenta una dinamica del tutto simile a quella già descritta per lo stadio di deposizione delle torbiditi (Casnedi *et al.*, 1982; Senatore *et al.*, 1988).

1.2.2 - Contesto geodinamico

L'evoluzione geodinamica della Fossa Bradanica, secondo Casnedi (1988), ha visto l'attivazione progressiva verso l'esterno di faglie inverse che mutano, nei fianchi interni, in sovrascorrimenti e scivolamenti gravitativi. La migrazione e la progradazione dei terreni alloctoni ha concorso allo spostamento di quelli torbiditici, verso l'esterno. Le depressioni più interne vengono colmate, strutturate da faglie longitudinali e quindi molto allungate in senso NO-SE. Questo riempimento avviene dapprima per sedimentazione della frazione grossolana delle correnti di torbidità, mentre la frazione fine tracima dalle depressioni con depositi di *over-bank*, sui fianchi esterni.

Alla sedimentazione segue la traslazione tettonica, dovuta al raccorciamento crostale: attualmente gli assi di massimo spessore dei sedimenti nelle singole epoche si trovano infatti considerevolmente traslati verso NE rispetto agli originali assi depocentrali (Casnedi, 1988) (fig. 1.4).

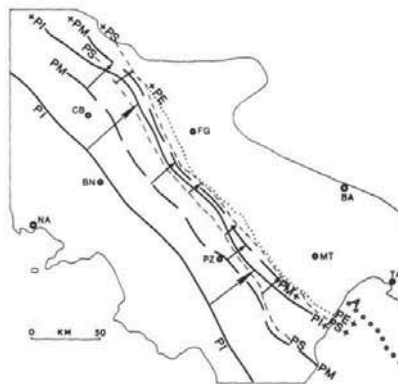


Figura 1.4 - Rappresentazione della migrazione dell'asse depocentrale durante le varie epoche. PI: Pliocene Inferiore; PM: Pliocene Medio; PS: Pliocene superiore; PE: Pleistocene; A: Attuale. Col segno + sono indicati gli assi di spessore massimo dei sedimenti delle singole epoche ove si trovano attualmente. Le frecce indicano la traslazione tettonica (non considerata nel Pleistocene). Da Casnedi, 1988.

Nel frattempo le depressioni più profonde migrano longitudinalmente verso SE. Infatti, essendo la fossa il risultato del movimento di subduzione della Placca Apula sotto l'Appennino e poiché i margini convergenti sono obliqui, ad angolo aperto a SE, la collisione e la chiusura avvengono dapprima nei settori NO e successivamente in quelli a SE.

Ne consegue che tuttora la fossa è attiva con sedimentazione attuale nel Golfo di Taranto, in cui è localizzata la Valle di Taranto che costituisce il depocentro attuale (Senatore *et al.*, 1988).

Il comportamento dell'Avampaese Apulo, ad E della Fossa Bradanica, è strettamente legato alla penetrazione dello *slab* verso ovest. Questo meccanismo genera il prisma di accezione che presenta una geometria a ventaglio embriciato frontale e vede anche la migrazione verso E della cerniera di subduzione (Doglioni *et al.*, 1994; 1996). In questo contesto, il prisma si presenta strutturalmente e morfologicamente basso, quindi poco sviluppato nell'area della Fossa Bradanica, ma al suo margine occidentale, occupato da più sistemi di ricoprimento gravitativi separati da successioni meso-autoctone resta molto attivo con una geometria *out-of-sequence*, come documentato dalle deformazioni che interessano i depositi pleistoce-nici (Loiacono e Sabato, 1987).

L'attività fin qui descritta è quindi concausa del sollevamento, di questa regione iniziato nel Pleistocene Medio-Superiore, che coinvolge contemporaneamente l'avanfossa e l'avampaese, che risulta deformato per *buckling* (Dai Pra e Hearty, 1988; Doglioni *et al.*, 1994; 1996; Mastronuzzi e Sansò, 2002; Belluomini *et al.*, 2002). La deformazione per *buckling* è una conseguenza della bassa penetrazione dello *slab*, dovuta al raggiungimento da parte della spessa litosfera continentale della zona di subduzione e dall'opposizione al flusso relativo del mantello (verso est) della parte subdotta (immergente verso ovest), che causa l'arretramento verso est della cerniera di subduzione (Doglioni, 1991; Doglioni *et al.*, 1994), come è rappresentato in figura 1.5.

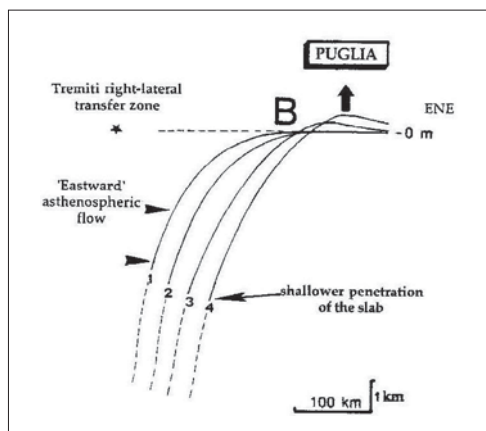


Figura 1.5 - Schema rappresentativo della migrazione della cerniera di subduzione e conseguente *buckling* della Piattaforma Apula. Da Doglioni *et al.*, 1994, modificata.

Dogliani *et al.* (1994) riconoscono un inarcamento detto *Puglia bulge*, che vede l'insorgere di forme di distensione nella zona di cerniera. Ciaranfi *et al.* (1988) e Ricchetti *et al.* (1988) riportano la presenza di faglie dirette, con andamento NO-SE nella zona di avampaese e nel settore più orientale della Fossa Bradanica, nel punto in cui la copertura sedimentaria è meno spessa (fig. 1.6).

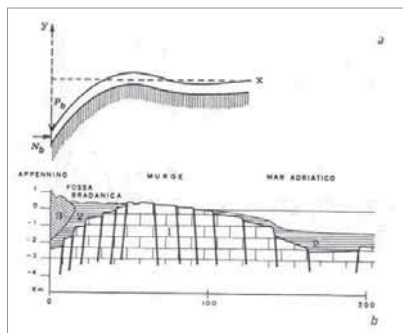


Figura 1.6 - Modello di descrizione del meccanismo di flessione elastica della piattaforma Apula. a) sistema di riferimento per lo studio della flessione di una piastra elastica semi-infinita; b) profilo topografico e geologico schematico dell'Avanpaese Apulo; 1) piattaforma carbonatica Apula; 2) coperture paleogenico-pleistoceniche; 3) coltre alloctona appenninica. Da Ricchetti *et al.*, 1988.

Ricchetti *et al.* (1988) individuano, inoltre, un movimento di sollevamento a carattere regionale, con ripetute interferenze con le oscillazioni glacio-eustatiche del livello marino, ipotizzando una relazione tra sollevamento con effetti di ritorno elastico della piattaforma Apula, determinati dall'attenuarsi delle spinte orizzontali della Catena appenninica, nonché da processi di aggiustamento isostatico.

Il meccanismo di rallentamento della subduzione della placca Adriatica è comunque confinato al settore di nostro interesse. Infatti, il movimento è più lento nella parte occidentale della Puglia che nei segmenti del fronte appenninico settentrionale, nell'Adriatico centrale, e nelle porzioni meridionali, localizzate nel Mar Ionio. In questo settore, infatti, si osservano tassi di subduzione più elevati (Dogliani *et al.*, 1994).