

# Relazioni tra bacini sedimentari e province petrolifere

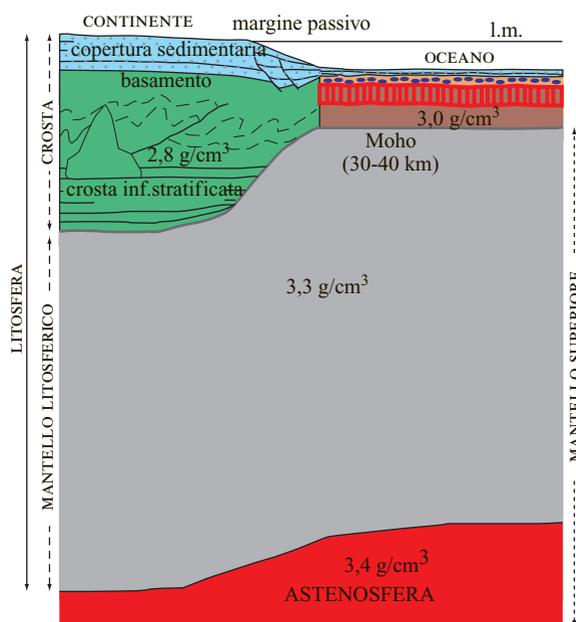
## 1.4.1 Tettonica delle placche

La tettonica delle placche è la teoria, corroborata da numerosissimi dati osservativi, che spiega l'evoluzione del guscio più esterno della Terra, la litosfera, frammentato in una serie di elementi minori, le placche, che si muovono l'una rispetto all'altra. L'espressione tettonica delle placche indica anche il settore disciplinare delle scienze geologiche che studia la morfologia e gli spostamenti delle placche, come pure, e talvolta in concreto, i vari fenomeni che riguardano le placche medesime. Questa frammentazione e questo movimento sono responsabili dell'attuale configurazione della crosta terrestre, generano i fenomeni sismici e sono alla base, tra l'altro, della formazione dei bacini sedimentari che contengono la quasi totalità delle rocce madre e serbatoio dei giacimenti di idrocarburi. La vita sulla Terra è permessa dall'atmosfera e dall'idrosfera, che sono state prodotte e continuano a essere alimentate principalmente dal degassamento del mantello, attraverso il vulcanismo e altri fenomeni che sono una diretta conseguenza della tettonica delle placche. I movimenti delle placche sono quindi, in un certo senso, anche alla base della vita sulla Terra.

Gli aspetti essenziali della tettonica delle placche saranno trattati nel seguito, innanzi tutto descrivendo la struttura della litosfera e successivamente analizzando le informazioni attualmente disponibili sui movimenti delle placche (cioè sulla loro cinematica) sulla base di metodiche geologiche, sismologiche e di geodesia spaziale. Verranno poi descritti i tre tipi principali di margini di placca: divergente (o di rifting), trasforme (per movimento laterale), convergente (o di subduzione). I bacini sedimentari saranno trattati schematicamente in funzione del loro ambiente geodinamico e quindi della loro natura e origine. Infine verranno vagliate le ipotesi sulla dinamica e le fonti di energia che determinano il movimento delle placche.

## Litosfera

La litosfera è costituita dalla crosta e dal mantello litosferico; poiché la crosta è differenziabile in oceanica e continentale (**fig. 1**), anche la litosfera viene suddivisa allo stesso modo. La crosta e il mantello litosferico sono separati dalla discontinuità Moho, al di sotto della quale, cioè nel mantello, la velocità di propagazione delle onde sismiche P (longitudinali) accelera bruscamente da circa 6,8-7 km/s a circa 8-8,2 km/s e quella delle onde S (trasversali) passa da 3,9 km/s a 4,5 km/s. I dati in nostro possesso non sono sufficienti per conoscere quanto il mantello litosferico oceanico sia diverso da quello continentale; di conseguenza viene in genere assunta per entrambi una composizione peridotitica, con densità di

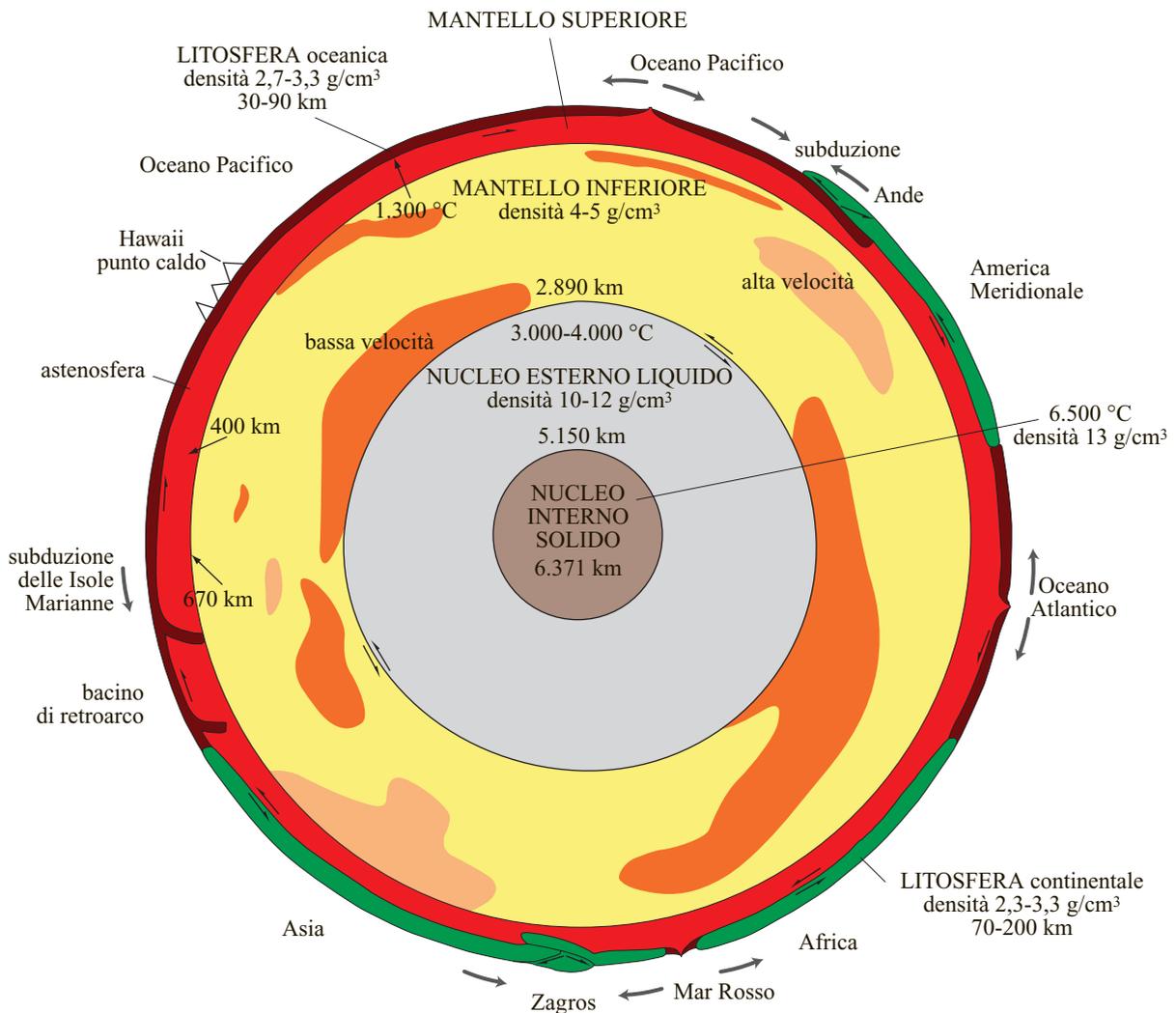


**fig. 1.** Stratigrafia schematica della crosta e della litosfera continentale e oceanica.

circa  $3,3 \text{ g/cm}^3$ . La litosfera parte quindi dalla superficie terrestre e arriva in profondità fino all'isoterma di circa  $1.300 \text{ }^\circ\text{C}$ ; oltre questa temperatura, il mantello inizia a fondere parzialmente. Qui comincia la regione chiamata astenosfera (dal greco  $\alpha\sigma\tau\epsilon\nu\eta\varsigma$  «debole»), o 'canale a bassa velocità', dove, per effetto della fusione parziale del mantello, le onde P e S rallentano rispettivamente alle velocità di  $7,9 \text{ km/s}$  e  $4,4 \text{ km/s}$ . La base della litosfera è quindi interpretata non tanto come una variazione chimica, ma principalmente come un cambiamento di fase (**fig. 2**).

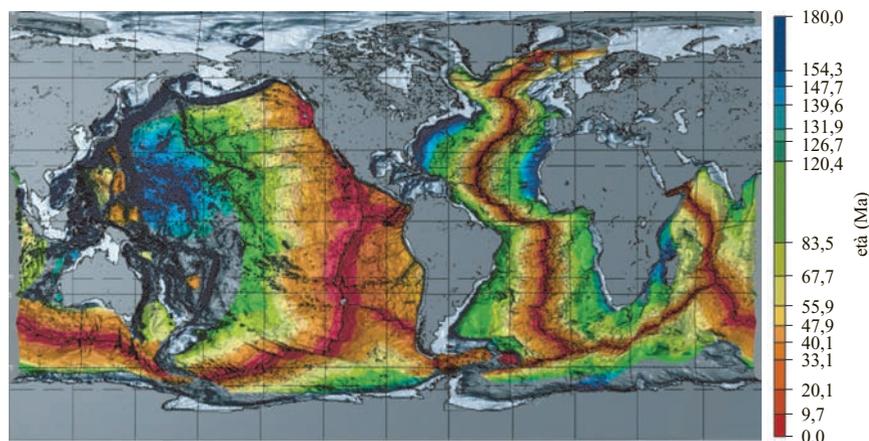
La litosfera oceanica ha spessori minimi in prossimità delle dorsali (circa  $10 \text{ km}$ ) e si ispessisce allontanandosi fino a circa  $100 \text{ km}$ , distanza che corrisponde a

un aumento della profondità dell'oceano. Quanto più è vecchia la crosta oceanica, tanto più il fondo marino è profondo. Si pensa quindi che l'isoterma corrispondente a  $1.300 \text{ }^\circ\text{C}$ , che costituisce la base della litosfera oceanica, si abbassi a mano a mano che la litosfera si raffredda, spostandosi dalla dorsale. Di conseguenza anche il fondo marino si approfonda, a causa della maggiore densità della litosfera. Nei primi  $10 \text{ Ma}$  (milioni di anni) dalla sua formazione, il fondo marino allontanandosi dalla dorsale ha una subsidenza di circa  $1.000 \text{ m}$ ; nei successivi  $26 \text{ Ma}$  ha una subsidenza di altri  $1.000 \text{ m}$ . Questa variazione è descritta dalla semplice formula  $z = k\sqrt{E}$ , dove  $z$  è la differenza di profondità in metri tra la dorsale e il fondo marino,  $k$  è una costante pari a circa  $320$  ed



**fig. 2.** Modello della Terra in cui i vari gusci corrispondono a discontinuità fisiche che facilitano uno scorrimento relativo come quello tra nucleo esterno fuso e nucleo interno che, per la rotazione differenziale, genera il campo magnetico terrestre. La litosfera si comporta in modo elastico, mentre il mantello ha un comportamento viscoelastico, per cui è in grado di fluire se sottoposto a uno sforzo di lunga durata. I movimenti convettivi ipotizzati nel mantello avvengono quindi allo stato solido. Vi sono due grandi aree nel mantello inferiore che evidenziano velocità sismiche relativamente minori al di sotto del Pacifico centrale e dell’Africa.

**fig. 3.** Carta delle età della crosta oceanica. Le aree blu di crosta oceanica più antica (giurassica) sono localizzate nel Pacifico occidentale, nell'Atlantico centrale e nell'Oceano Indiano occidentale (Müller *et al.*, 1997).



$E$  è l'età della crosta oceanica espressa in Ma. Questa importante relazione, detta di Sclater, permette di calcolare la profondità del mare al di sotto di una dorsale fino all'età di circa 60-80 milioni di anni. Oltre questa età, i fondi marini non sembrano più approfondirsi per effetto termico. Allontanandosi dalla dorsale oceanica, diminuisce il flusso di calore (Stein, 1995) e aumenta la velocità delle onde sismiche S, elementi che indicano una diminuzione di 'fuso' nel sottostante mantello.

La crosta oceanica ha uno spessore di circa 5-8 km e una densità media di 2,9-3 g/cm<sup>3</sup> ed è costituita da tre livelli, non sempre presenti, che, partendo dal basso verso l'alto, sono: un livello a gabbri, un livello a dicchi e un livello superiore a lave, lave a cuscini e sedimenti oceanici.

La crosta continentale, data la sua minore densità, pari a circa 2,7-2,8 g/cm<sup>3</sup>, ha invece uno spessore maggiore di quella oceanica, con la Moho a profondità media di circa 30-40 km e con ispessimenti al di sotto dei cratoni e degli orogeni, fino a circa 70 km, e assottigliamenti nei margini continentali passivi, fino a circa 15 km. La crosta continentale è costituita dal basso verso l'alto da: una crosta inferiore femica, in genere stratificata da processi magmatici e metamorfici; una crosta superiore, per lo più costituita da rocce di vario grado metamorfico e intrusioni granitiche dovute a precedenti orogenesi; una copertura sedimentaria di spessore variabile tra 0 e 15 km. Quest'ultima è costituita da sedimenti depositi durante innalzamenti eustatici o subsidenza epirogenica all'interno dei cratoni, oppure da sedimenti sin-rift, sia intraplacca sia di margine continentale passivo. In prossimità di orogeni, la parte superiore della copertura è composta da sedimenti di avanfossa (flysch e molasse).

La crosta oceanica ha un'età variabile tra 0 e 180 Ma (fig. 3), mentre la crosta continentale può superare i 3.900 Ma. Questo è dovuto all'estrema mobilità della crosta oceanica che si forma rapidamente nelle zone di dorsale e che, essendo più densa, scompare altrettanto rapidamente nelle zone di subduzione. La crosta continentale

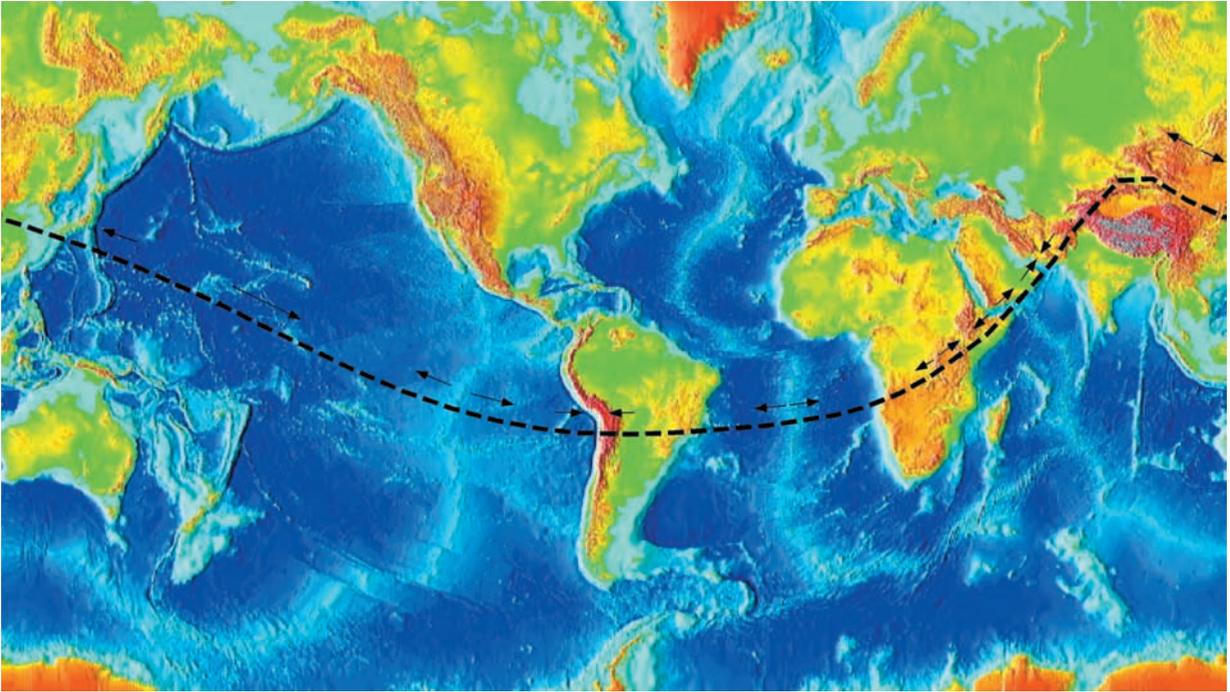
invece, più leggera, sottoscorre più difficilmente nel mantello, quindi rimane galleggiante sulla superficie e cresce lentamente aumentando le dimensioni areali della litosfera continentale, che ha uno spessore medio di circa 100-150 km fino a massimi di circa 200-250 km sotto i principali cratoni (Windley, 1995; Gung *et al.*, 2003).

La litosfera è suddivisa in placche; una placca è un elemento di litosfera caratterizzato da un suo moto indipendente rispetto alla litosfera adiacente. Le placche principali sono: nordamericana, sudamericana, europea, africana, araba, indiana, australiana, antartica, pacifica, di Nazca; ve ne sono altre di minori dimensioni, come per esempio la placca filippina, quella di Cocos e quella di Juan de Fuca. La tettonica delle placche è generata da differenze di velocità tra le placche. L'avvicinamento o l'allontanamento delle placche sono controllati dalla relazione, o grado di accoppiamento, della litosfera con il mantello sottostante. La sismicità terrestre si manifesta solo all'interno della litosfera e scompare alla profondità di 670 km (che è la profondità massima di rilevabilità delle zone di subduzione), ossia al passaggio tra mantello superiore e mantello inferiore.

### Cinematica delle placche

Un obiettivo fondamentale della tettonica è la determinazione della profondità dei piani (o superfici) di scollamento. Lungo i piani di scollamento avviene uno scorrimento relativo tra la parte sovrastante e quella sottostante. Il piano di scollamento principale, nella tettonica delle placche, si trova alla base del mantello litosferico, in corrispondenza dell'astenosfera. Questa è la parte del mantello in cui la viscosità media è minore, solitamente tra 10<sup>17</sup> e 10<sup>19</sup> Pa·s e localmente, in caso di astenosfera idrata, anche 10<sup>15</sup> Pa·s. Nello scollamento dell'astenosfera vi sono diverse entità che possono spiegare le differenze di velocità delle placche sovrastanti, cioè il moto relativo delle placche.

Le *faglie* sono superfici di rottura e movimento della parte fragile, cioè con comportamento principalmente



**fig. 4.** Unendo i vettori di movimento delle placche ricavati sulla base strutturale degli ultimi 50 Ma, si ottiene un flusso che descrive una sorta di equatore tettonico. Carta morfologica di base del National Geophysical Data Center.

elastico, della crosta. Possono essere orizzontali (cioè piani di scollamento), oppure inclinate fino a  $90^\circ$ . La parte di roccia sovrastante una faglia è detta tetto (*hanging wall*), mentre la parte sottostante è definita letto (*footwall*). Quando il tetto si innalza rispetto al letto, la faglia è detta inversa ed è definita come un sovrascorrimento (*thrust*) se ha inclinazione media di circa  $30^\circ$ . Se invece il tetto si abbassa rispetto al letto, la faglia è detta distensiva o normale (*normal fault*) e ha inclinazione media di  $60^\circ$ . Quando tetto e letto sono indistinguibili perché la faglia è verticale e il movimento è orizzontale puro, si parla di faglia trascorrente (*strike-slip fault*). A livelli della crosta, la profondità del piano di scollamento determina la spaziatura tra le faglie: per esempio, quanto più il piano di scollamento è superficiale, tanto più le faglie sono ravvicinate e viceversa.

Nelle zone di subduzione, nelle quali una placca sprofonda al di sotto di quella immediatamente adiacente, si formano i *prismi di accrezione*, che sono per lo più associazioni di sovrascorrimenti e pieghe, che impiano e deformano le rocce della placca sovrastante (a tetto) e sottostante (a letto) il piano di subduzione. I prismi di accrezione si ispessiscono nel verso della subduzione, assumendo una forma a cuneo; per questo motivo vengono anche chiamati *accretionary wedges*. Maggiore è la profondità del piano di scollamento basale, maggiori sono i volumi coinvolti nel prisma di accrezione. Il termine accrezione indica il trasferimento di rocce dalla placca a letto a quella a tetto in cui è posi-

zionato il prisma stesso; con l'espressione erosione tettonica si indica invece il caso in cui il piano di scollamento si sposti nella placca a tetto, portando temporaneamente in subduzione frammenti della placca a letto: in questo caso non vi è accrezione; questo tipo di meccanismo è stato proposto per alcuni settori della subduzione andina.

Anche nelle zone di allontanamento tra le placche (o *zone di rifting*) l'astenosfera sembra essere il piano di scollamento basale principale.

#### Movimenti delle placche

Il movimento delle placche è evidente sia dalle strutture tettoniche (**fig. 4**), sia dalla sismicità e dalle misure geodetiche (**fig. 5**). La geodesia spaziale ha confermato che il movimento relativo tra le placche è spesso distribuito in una zona al margine, variabile da 10 km fino a varie centinaia di km, attraverso numerose faglie attive che assorbono la deformazione. Tenzialmente i margini trasformati sono più ristretti di quelli convergenti. I movimenti passati sono registrati dalla formazione degli orogeni lungo le zone di subduzione, che testimoniano l'avvicinamento tra placche, e dalla specularità delle anomalie magnetiche dei rift oceanici. I movimenti delle placche possono essere analizzati in termini relativi, tra coppie di placche, ma è possibile tentare di esaminarli anche in termini di movimenti assoluti, cioè in sistemi di riferimento indipendenti come i punti caldi, le stelle fisse o il centro di massa della Terra.

Il movimento tra due placche può avvenire con un angolo qualsiasi, determinando ogni tipo di ambiente tettonico, cioè compressivo, trascorrente o estensionale, e anche con tutte le situazioni intermedie in cui le placche convergono con una componente laterale o trascorrente (ambienti transpressivi), oppure divergono con una componente trascorrente (ambienti transtensivi). I movimenti attualmente misurati tramite la geodesia spaziale sono dello stesso ordine di grandezza di quelli ricavabili, per il passato geologico, dallo studio delle anomalie magnetiche della crosta oceanica; per questo motivo, pur verificandosi leggere oscillazioni di velocità di grande lunghezza d'onda, i movimenti delle placche possono essere considerati stabili nel tempo. Rimane il fatto che i margini di placca nascono e muoiono, modificando o annullando in questo caso i gradienti di velocità.

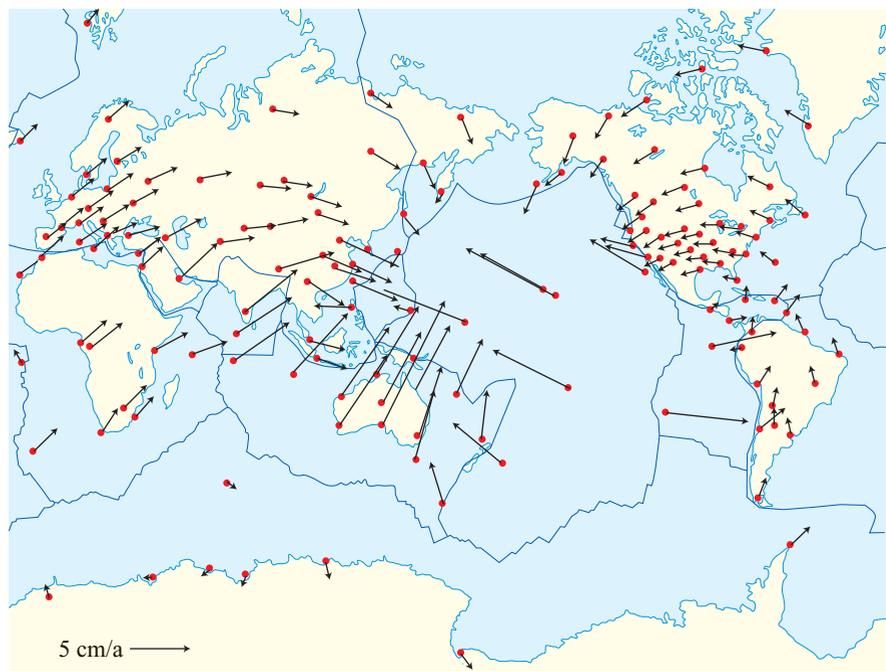
Poiché le placche si muovono su una sfera, il movimento relativo tra due placche può essere descritto con il teorema di Eulero del punto fisso (secondo il quale il movimento su una superficie sferica di una sua porzione è riconducibile a un'unica rotazione attorno a un punto fisso); in particolare, mediante l'individuazione del polo di rotazione del movimento relativo, è possibile calcolare l'aumento della velocità lineare al crescere della distanza dal polo (Fowler, 1990). Tuttavia, in natura, due placche possono avere un polo di rotazione non fisso, particolarmente quando una delle due placche ha anche una sua subrotazione indipendente.

Considerando gli spostamenti delle placche, che possono essere ricavati almeno per gli ultimi 50 Ma dai dati strutturali, come zone di rift, zone trasformi e orogeni, si ricava che esse non si muovono in modo caotico, ma

seguono un flusso globale. Il flusso ha un'ondulazione generale (v. ancora fig. 4) tale da descrivere una sorta di equatore tettonico, anche se questo sembra rappresentare non un cerchio massimo ma piuttosto una senoide. Le linee di flusso rappresentano la direzione media di movimento delle placche. Lungo margini di placca obliqui (ambienti transtensivi o transpressivi) il campo di stress viene deviato e non è parallelo né al movimento relativo, né al movimento assoluto delle placche. Per esempio, la placca araba si muove in direzione nordest-sudovest, il rifting del Mar Rosso è una transtensione sinistra e il Golfo di Aden una transtensione destra.

Il flusso viene caratterizzato da un cambiamento graduale di direzione dei movimenti delle placche da ovest-nordovest-estsuddest nel Pacifico a est-ovest nell'Atlantico, per poi rimontare a una direzione sudovest-nordest attraverso Africa, India ed Europa; successivamente ripiega di nuovo verso la direzione pacifica. La parte preponderante della litosfera continentale (Eurasia) è concentrata dove il flusso tende a flettere verso il Pacifico. Il flusso delle placche ricavato su basi tettoniche è confermato dalla geodesia spaziale nella carta riassuntiva delle stazioni GPS (Global Positioning System) realizzata dalla NASA (National Aeronautics and Space Administration; v. ancora fig. 5). I vettori, in particolare, confermano il movimento sudovest-nordest sia dell'Africa sia dell'Europa. In tale carta, i movimenti delle placche sono riferiti al centro di massa della Terra, considerato convenzionalmente solidale con la costellazione dei satelliti GPS. Questo è il sistema di riferimento, detto ITRF (International Terrestrial Reference Frame), nel quale si assume che non vi sia una rotazione netta

**fig. 5.** Movimenti attuali delle placche ricavati dalla geodesia spaziale, ipotizzando l'assenza di una rotazione differenziale della litosfera rispetto al mantello. I dati satellitari confermano in buona parte il flusso ondulato, interpretato su base tettonica.



della litosfera rispetto al sottostante interno della Terra (*no-net-rotation*).

In realtà, analizzando i movimenti delle placche in altri sistemi di riferimento, come rispetto ai punti caldi oppure all'Antartide, la litosfera ha una rotazione netta rispetto al mantello, mediamente orientata verso ovest. Questo è particolarmente evidente considerando la velocità del Pacifico verso ovest-nordovest, che è talmente alta da far sì che la somma dei movimenti di tutte le altre placche non riesca a compensarla, determinando un residuo di movimento verso occidente.

Il movimento delle placche è più veloce nelle fasce equatoriali e tropicali, come indicato dalla geodesia spaziale, dai terremoti e dalle anomalie magnetiche per i movimenti passati. Il flusso delle placche, la sua polarizzazione verso ovest e le maggiori velocità delle placche alle basse latitudini suggeriscono che la tettonica delle placche sia influenzata dalla rotazione terrestre. A supporto di ciò sembra essere anche la concentrazione del mantello, più freddo e più pesante nelle fasce equatoriali. La deriva verso ovest, o più precisamente lungo l'equatore tettonico, è anche resa evidente dalla geologia di superficie, come nei casi dell'asimmetria delle catene ai margini occidentale e orientale del Pacifico (v. ancora fig. 4), degli archi della subduzione immergenti a ovest, che indicano la presenza di ostacoli a un flusso in senso opposto, e dell'asimmetria delle zone di rifting.

#### *Punti caldi*

I punti caldi sono importanti per capire la dinamica interna terrestre e risultano in particolare utilissimi per misurare i movimenti delle placche rispetto al sistema di riferimento che essi stessi costituiscono. Vi sono aree con grandi emissioni laviche, sia sulla litosfera continentale sia su quella oceanica, dove sono stati eruttati in pochi milioni di anni svariati milioni di metri cubi di basalti, come i trap basaltici del Paranà in Brasile, del Deccan in India o l'Ontong-Java Plateau del Pacifico sudoccidentale (LIP, Large Igneous Provinces). Non ne è ancora chiara l'origine, per quanto riguarda sia la profondità della sorgente, sia la dinamica del processo. Vi sono inoltre manifestazioni magmatiche che descrivono sulla superficie terrestre tracce lineari, sia sottomarine sia subaeree, che diventano più recenti in una data direzione. Queste linee sono dette punti caldi (*hotspot*) e si possono trovare all'interno di una placca oppure ai suoi margini. I più classici esempi di punti caldi intraplacca sono la catena dell'Emperor-Hawaii – che va da oltre 70 Ma all'attuale vulcanismo attivo del Mauna Loa, con un flesso intermedio nella migrazione a circa 47 Ma –, oppure quelli delle isole Luisville e MacDonald, sempre all'interno della placca pacifica. Altri esempi tipici di punti caldi che hanno formato catene di vulcani via via più giovani e stabilmente posizionati nei pressi di margini di placca sono l'Islanda, le isole Ascension e Tristan da Cuna lungo la

dorsale oceanica atlantica o l'Isola di Pasqua nei pressi della dorsale pacifica. Vi sono diversi orientamenti relativamente all'origine dei punti caldi, ovvero che siano alimentati dal mantello profondo, oppure da quello più superficiale. Qualunque sia la profondità della sorgente, i punti caldi indicano l'esistenza di un movimento relativo tra litosfera e astenosfera. Secondo altri studi, l'origine dei punti caldi va interpretata come un eccesso di calore prodotto dal decadimento radioattivo oppure dalla possibilità di migrazione verso l'alto, lungo vie preferenziali, del calore del nucleo terrestre. Un'altra possibilità è una maggiore presenza di fluidi, che abbassa la temperatura di fusione e quindi genera maggiore magmatismo a minore temperatura. In quest'ultimo caso i punti caldi sono detti anche punti bagnati (*wet spot*), perché il mantello non sarebbe più caldo del normale ma presenterebbe solo un contenuto maggiore di acqua. Questo modello potrebbe spiegare concretamente, per esempio, i punti caldi localizzati lungo le dorsali oceaniche. Un'interpretazione dei punti caldi intraplacca consiste nell'ipotesi che il magmatismo sia generato dal calore di frizione viscosa nel piano di scollamento dell'astenosfera, tra litosfera e mantello subastenosferico.

I punti caldi forniscono quindi un importante sistema di riferimento per lo studio dei movimenti delle placche. In particolare, i punti caldi all'interno della placca pacifica sono rimasti fermi gli uni rispetto agli altri da almeno 5 Ma. Ciò permette di avere un riferimento nel mantello per lo studio del movimento relativo della litosfera; i movimenti relativi tra le placche possono venire ricalcolati rispetto a questo sistema di riferimento, per il quale non viene ipotizzata convenzionalmente l'assenza di una rotazione differenziale tra litosfera e mantello. Tramite il sistema di riferimento dei punti caldi, Gripp e Gordon (2002) hanno notato come la litosfera abbia una rotazione verso ovest netta di circa 50 mm/a rispetto al mantello, con un polo di rotazione a 56°S e 70°E. In questo calcolo sono però usati punti caldi localizzati anche ai margini delle placche, ipotizzando che essi siano alimentati dal mantello profondo. Utilizzando solo i punti caldi interni alla placca pacifica, e assumendo che la sorgente del magmatismo sia localizzata nel piano di scollamento per calore di frizione, la deriva verso ovest della litosfera rispetto al mantello diviene molto più alta, circa il doppio. Ciò significa che il flusso delle placche di fig. 4 è mediamente indirizzato verso ovest, cioè che tutte le placche si muoverebbero lungo le direzioni del flusso sinusoidale, ma a velocità diverse. I gradienti di velocità, controllati dal grado di scollamento con il mantello, genererebbero i diversi tipi di margine e di tettonica tra le placche. Meno l'astenosfera è viscosa, più la sovrastante placca si muove rapidamente verso ovest. Infatti sotto al Pacifico l'astenosfera ha i più bassi valori di viscosità ( $5 \cdot 10^{17}$  Pa-s) e la

placca pacifica è la più veloce verso ovest-nordovest (>100 mm/a); cioè variazioni laterali nella viscosità dell'astenosfera, nonché variazioni dello spessore sia dell'astenosfera sia della litosfera, possono controllare le diverse velocità delle placche. Quando una placca si muove verso ovest più velocemente rispetto a quella posizionata a est, il margine di placca è estensionale; se invece la placca si muove più lentamente, il margine è convergente.

### Zone di rifting

Le zone di rifting sono le aree in cui la litosfera si separa in due placche che si allontanano l'una dall'altra. Lo stadio di rifting continentale è molto lento, con tassi di estensione orizzontale dell'ordine di 0,1-0,3 mm/a, e può durare lunghi periodi (30-50 Ma o più). Il processo estensionale (*rifting*) prevede inizialmente un allungamento e un appiattimento della litosfera continentale; questo processo può venire quantificato dividendo l'iniziale spessore della litosfera per lo spessore finale dell'assottigliamento, rapporto che viene chiamato fattore  $\beta$  (McKenzie, 1978). Per esempio, per una litosfera di 100 km di spessore sottoposta a tensione e ridotta a 20 km di spessore, il fattore  $\beta$  è 5. È implicito che più alto è  $\beta$ , maggiori sono l'assottigliamento e la risalita delle isoterme e, di conseguenza, del flusso di calore.

Lo stadio di rifting continentale è accompagnato da una sedimentazione di crescita, con la tipica successione

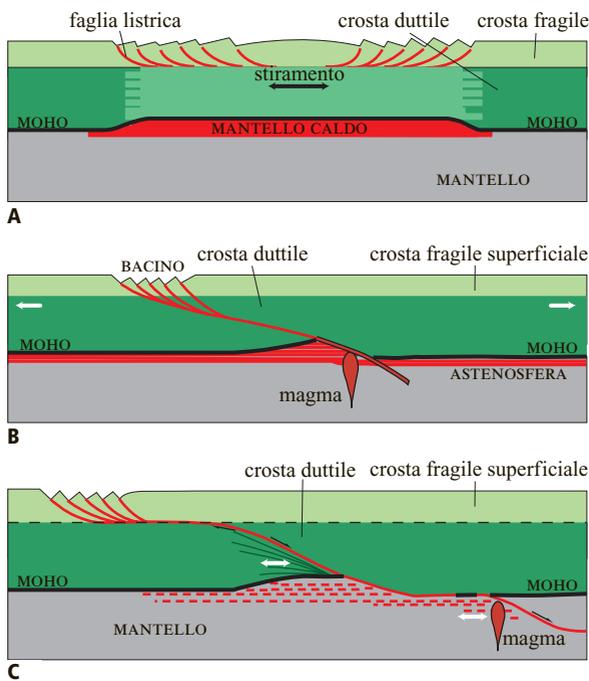
tripartita, dal basso verso l'alto: arenarie fluviali, depositi evaporitici e sedimenti carbonatici. Questa successione testimonia il graduale ingresso del mare nelle aree di litosfera continentale assottigliata; la subsidenza è quindi generata dalla contemporanea risalita dal basso dell'astenosfera, più densa.

I modelli di estensione della litosfera si dividono in modelli a taglio puro, a taglio semplice e a delaminazione (fig. 6). Nel taglio puro la litosfera è assottigliata istantaneamente in modo simmetrico e subisce in seguito un raffreddamento termico con relativa subsidenza (McKenzie, 1978). Nel taglio semplice la litosfera è tagliata da un piano principale di movimento distensivo a basso angolo, in cui si creano una placca a tetto e una a letto della distensione, dando luogo a una forte componente asimmetrica del rifting (Wernicke, 1985). Vengono ipotizzati un innalzamento isostatico del letto e un disassamento tra estensione superficiale e sollevamento del mantello sottostante. Altri modelli combinano i due menzionati (Buck *et al.*, 1988), oppure prevedono una delaminazione (Lister *et al.*, 1986), in cui la zona di taglio presenta piani di scollamento tra la crosta fragile superficiale e quella duttile sottostante e tra quest'ultima e il mantello litosferico.

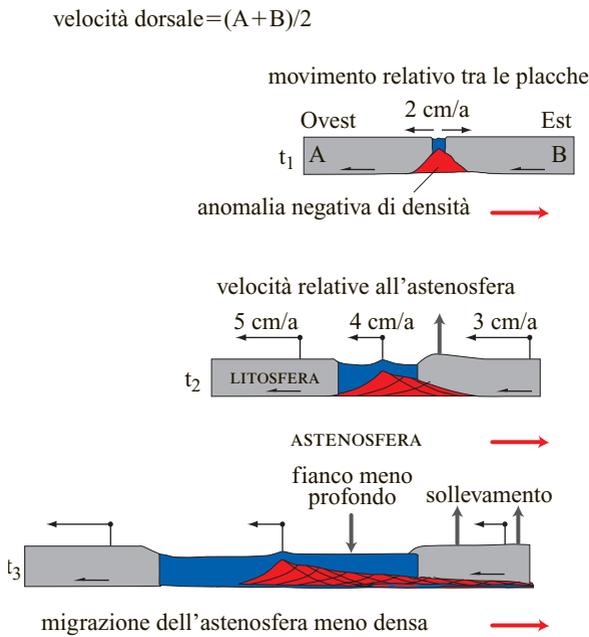
I rifting possono non evolvere in rifting oceanico, cioè possono abortire e addirittura venire ricompresi dando origine a strutture di inversione tettonica (per esempio nel Mare del Nord), oppure possono arrivare alla completa lacerazione della litosfera continentale e permettere la nuova formazione di crosta oceanica; per questo motivo i margini divergenti sono anche chiamati margini in accrescimento. In quest'ultimo caso si formano i margini continentali passivi, che possono svilupparsi contemporaneamente a estese manifestazioni magmatiche, oppure crescere in quasi totale assenza di vulcanismo; perciò si parla di margini continentali vulcanici e non vulcanici. Per esempio, i margini atlantici del Brasile e della Groenlandia sono classici margini vulcanici, poiché durante il Cretaceo e il Cenozoico il rifting è stato accompagnato da estese emissioni magmatiche. Diverse produzioni magmatiche sin-rift possono essere dovute a eterogeneità chimiche e termiche del mantello o alla presenza variabile di acqua, la cui abbondanza determina un abbassamento di temperatura di fusione nelle rocce del mantello e quindi una maggiore produzione di lave.

Nel punto in cui due placche si stanno separando, il mantello sottostante risale a compensare isostaticamente il deficit di massa (fig. 7). La risalita, considerata adiabatica, porta il mantello a condizioni di pressione inferiore che gli permettono di fondere. I magmi delle zone di rifting hanno caratteri da alcalini a tholeitici.

La transizione da rifting continentale a rifting oceanico è chiamata anche *breakup*. La sedimentazione all'interno del margine continentale passivo è marcata appunto dalla *breakup unconformity*, discordanza che seppellisce le principali strutture distensive di crescita e che



**fig. 6.** Modelli di rifting a confronto: A, taglio puro (McKenzie, 1978); B, taglio semplice (Wernicke, 1985); C, delaminazione (Lister *et al.*, 1986).



**fig. 7.** Modello di un rift oceanico.

La placca a sinistra ha uno scollamento maggiore rispetto all'astenosfera, per cui si sposta verso ovest più rapidamente di quella a destra, determinando il rifting.

La dorsale mediana si sposta relativamente verso ovest. La risalita dell'astenosfera compensa la separazione tra le placche.

Sollevandosi e trovandosi a minore pressione, l'astenosfera fonde producendo nuova crosta-litosfera oceanica. L'astenosfera residua è più leggera e nel suo moto verso oriente genera un deficit di massa che determina la minore profondità del lato orientale della dorsale e successivamente anche un sollevamento della litosfera continentale a destra

(Doglioni *et al.*, 2003).

testimonianze e dati non solo la nascita del nuovo oceano, ma anche la transizione da subsidenza tettonica a subsidenza termica del margine continentale passivo, il quale passa così dalla condizione di rifting a quella di drifting, o deriva. La subsidenza tettonica e termica del margine presentano in ogni modo tassi di subsidenza ridotti (0,1 mm/a).

Il passaggio da rifting continentale a oceanico determina una fortissima accelerazione (100-1.000 volte) della velocità di estensione, passando da tassi di estensione continentale di 0,1 mm/a a velocità di espansione oceanica di 10-100 mm/a.

La creazione di nuova crosta oceanica avviene come una sorta di "nuova pelle" che il mantello genera nel momento in cui si avvicina alla superficie. Le dorsali oceaniche sono diversificate in tre tipi, in funzione della loro velocità: lente (dorsale atlantica, 20 mm/a), intermedie (dorsale indiana, 30-50 mm/a) e veloci (dorsale

pacifica, >100 mm/a). Le dorsali lente generano una *rift valley* e una topografia più elevata e più acuminata, mentre le dorsali veloci mancano della *rift valley*, sono meno elevate e hanno una morfologia più dolce. La *rift valley* atlantica inoltre presenta una morfologia più irregolare ed è caratterizzata dalla presenza di numerose faglie distensive.

Diversi bacini oceanici si sono aperti lungo ispessimenti della litosfera generati da orogeni precedenti. Per esempio, l'Atlantico centro-settentrionale si è inserito dove prima si era sviluppata la catena paleozoica appalachiana. Gli oceani si sono poi chiusi, completando il ciclo di Wilson, che postula che i rift si creino dove erano le zone di subduzione e che le catene orogenetiche richiudano le precedenti zone di rifting. Ciò indica che le zone di rift sono determinate dalle eterogeneità della litosfera e dalle loro interazioni con la sottostante astenosfera, apparentemente slegate dai processi del mantello inferiore.

Si possono distinguere vari tipi di rifting sulla Terra, oltre a quelli lineari che producono i principali bacini oceanici, come per esempio i bacini di retroarco a tetto delle subduzioni dirette a ovest, caratterizzati da alti tassi di subsidenza (0,6 mm/a); essi sono associati all'arretramento verso est del piano di subduzione. Esempi sono i Caraibi, il Mediterraneo occidentale, il Bacino Pannonico e il Mar del Giappone.

Episodi di tettonica estensionale si verificano talora anche sui prismi di accrezione quando viene superato l'angolo critico di riposo. Queste faglie distensive hanno tuttavia piano di scollamento superficiale (nei primi km), mentre le faglie distensive dei rift classici hanno piani di scollamento in regime fragile nella crosta superiore e duttile in quella inferiore e raggiungono la base della litosfera, all'interfaccia con l'astenosfera.

Nei margini continentali e nei bacini di retroarco sembra essere presente una spaziatura regolare tra le faglie principali, con due massimi di spaziatura media tra 25-30 km e 4-6 km. I rifting possono essere concentrati in pochi km (per esempio il rift estafriicano, che attraversa in lunghezza tutta l'Africa orientale, ma è largo mediamente alcune decine di km), oppure possono avere larghezze di varie centinaia di km (come la Basin and Range nell'Ovest degli Stati Uniti).

Studi sulle ofioliti, che sono brandelli di crosta oceanica inglobati negli orogeni, e sulla polarizzazione delle onde sismiche S nel mantello indicano che i cristalli di olivina tendono ad allungarsi parallelamente alla direzione di estensione. Ciò conferma l'ipotesi che vi sia uno scollamento importante tra litosfera e astenosfera, che determina una isorientazione dei cristalli, come è dimostrato anche da xenoliti di mantello astenosferico deformati, rinvenuti in lave.

Un'asimmetria riconducibile alla polarità geografica avviene anche per le zone di rifting, dove il lato orientale è mediamente più elevato di 100-300 m rispetto a quello

opposto, sia in ambiente sottomarino sia subaereo. La spiegazione data a questa asimmetria è che il mantello che fonde sotto una dorsale s'impoverisce di ferro e altri elementi che fondono per primi. Il mantello residuale diviene così più leggero di circa 20-60 kg/m<sup>3</sup>, passando per esempio da 3.400 kg/m<sup>3</sup> a 3.360 kg/m<sup>3</sup> e spostandosi verso est sotto la litosfera. La presenza di un mantello meno denso sotto il lato orientale di un rift pone in evidenza un deficit di massa compensato da un relativo sollevamento che, nel caso del fianco di una dorsale oceanica, diminuisce leggermente la subsidenza termica. Un mantello astenosferico alleggerito dalla fusione parziale sotto una dorsale, in transito sotto un continente dove va a sostituire un'astenosfera più densa, determina un sollevamento isostatico. Questo meccanismo potrebbe per esempio spiegare il sollevamento dell'Africa, della Francia o dell'India per effetto del passaggio al di sotto della litosfera continentale di un'astenosfera più leggera, impoveritasi lungo la dorsale atlantica o indiana (v. ancora fig. 7).

### Zone trasformi

I margini di placca che hanno direzione all'incirca parallela al movimento relativo tra due placche sono considerati margini trasformi, in cui la tettonica prevalente è trascorrente. Questi margini sono molto probabilmente scollati alla base della litosfera. Le faglie trasformi, anche dette margini trascorrenti o conservativi, possono svilupparsi in litosfera sia continentale sia oceanica. Un esempio tipico continentale è la faglia trascorrente sinistra del Mar Morto che separa la placca araba da quella africana. Esempi oceanici sono le trasformi Romanche e Vema nell'Atlantico centrale, con trascorrenza destra, che separano la placca africana a nord dalla placca sudamericana a sud. Le faglie trasformi oceaniche sono tra le strutture tettoniche più lunghe esistenti sulla Terra: possono infatti superare le migliaia di km. A causa dell'avvicinamento di litosfere di età diversa, e quindi con stato termico e batimetria variabili, lungo le faglie trasformi si possono generare differenze batimetriche di 2-4 km tra i due lembi della faglia. Lungo queste scarpate sottomarine possono venire esposte sezioni complete di crosta oceanica, con relativa Moho basale e transizione al mantello sottostante (Bonatti *et al.*, 2003).

Le faglie trasformi oceaniche sono in alcuni casi strutture ereditate dalla irregolare propagazione del rifting continentale, che segue le zone più deboli della litosfera; ciò avviene, per esempio, nella faglia trasforme Romanche, che riflette la grande ondulazione del rift atlantico, esemplificata dal grande promontorio dell'Africa nordoccidentale. Altre faglie trasformi di minori dimensioni si formano in prossimità delle dorsali, senza che vi siano ondulazioni corrispondenti sui margini continentali; l'origine di tali faglie sembra legata soprattutto alla dinamica intrinseca dei rift oceanici.

Ondulazioni lungo una faglia trascorrente determinano locali depressioni transtensive, come i bacini di *pull-apart*, oppure sollevamenti in zone transpressive, come i *push-up*. È stato notato come i tassi di produzione magmatica nelle zone di rifting siano proporzionali alla velocità di espansione. A mano a mano che una dorsale forma un angolo minore rispetto al movimento delle placche, sino a innestarsi parallelamente in una zona trasformi, il magmatismo diminuisce fino a scomparire, perché il tasso di espansione in una trasformi pura è uguale a zero.

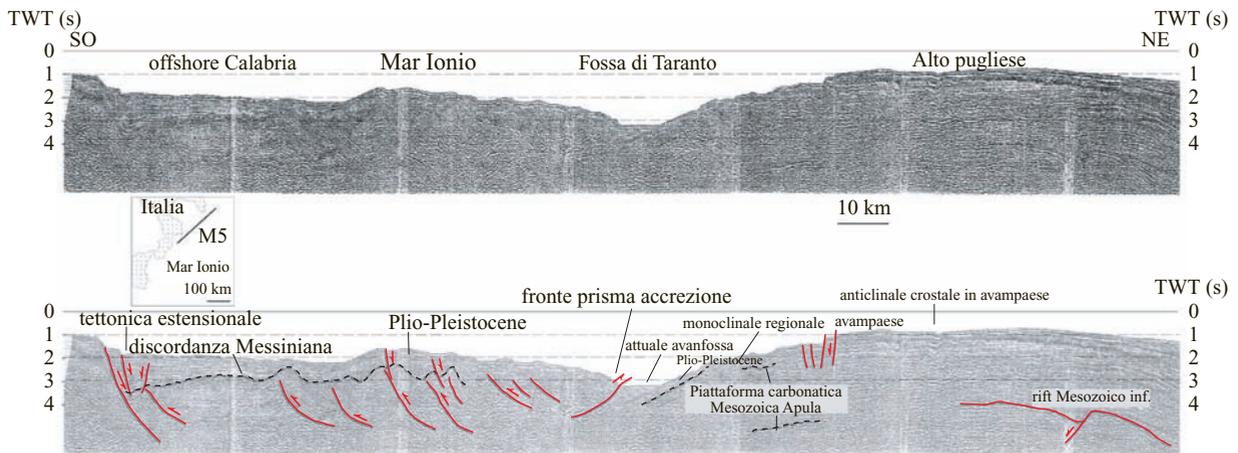
In termini di energia, le faglie trasformi sono strutture passive che apparentemente non contribuiscono positivamente alla tettonica delle placche, come i fenomeni di *ridge push* per le dorsali e di *slab pull* per le zone di subduzione.

La faglia di San Andreas, in California, è comunemente considerata l'archetipo delle faglie trasformi e trascorrenti. Tuttavia questa faglia ha una situazione geodinamica unica e peculiare rispetto alle trasformi tipiche e non può essere considerata un esempio classico di zona trascorrente; infatti essa, con il sistema di faglie annesse, costituisce la fascia dove la placca nordamericana interagisce con la placca pacifica, lungo la zona di trasferimento della dorsale pacifica dal rift di Juan de Fuca a nord-ovest (trasforme di Mendocino) al rift dell'est pacifico, a sud-est.

Questo limite di placca è notoriamente una zona di transpressione destra, dove avvengono contestualmente sia movimenti trascorrenti destri, sia sovrascorrimenti paralleli alla trascorrenza, come indicano i dati della geologia e i meccanismi focali dei terremoti.

La placca pacifica si muove in direzione 300°, formando un angolo di circa 25° con la faglia di San Andreas, che ha direzione 325°. Poiché la placca pacifica si muove verso ovest-nordovest più velocemente della placca nordamericana, l'angolo tra la faglia e la direzione pacifica dovrebbe generare una transtensione destra anziché una transpressione. Tuttavia la zona di trasferimento della dorsale pacifica da Juan de Fuca alla dorsale pacifica est, nel Golfo di California, si muove verso ovest-nordovest più lentamente della placca nordamericana, che è così in grado di sovrascorrere obliquamente verso ovest sulla placca pacifica, con una componente transpressiva sinistra.

Quindi la tettonica transpressiva destra del sistema della San Andreas può essere suddivisa in due componenti: transpressione sinistra lungo il margine occidentale obliquo della placca nordamericana, responsabile di gran parte dei terremoti compressivi, e sovrascorrimento della placca nordamericana sulla zona di trasferimento transtensiva destra della dorsale pacifica. Poiché la transtensione destra è più veloce della transpressione sinistra, il movimento dominante è destro. Questa particolare situazione è dovuta alla



**fig. 8.** Sezione sismica a riflessione Crop M5 del Mar Ionio attraverso il prisma di accrezione appenninico, come esempio di fronte di catena (Crop è la denominazione del progetto italiano per lo studio della crosta profonda). La scala verticale è il tempo di andata e ritorno (TWT, Two Way Time) in secondi delle onde sismiche. Si notino le strutture retrovergenti, che danno luogo a geometrie a triangolo, e la tettonica distensiva a sud-ovest che segue a ruota il fronte compressivo, in migrazione verso nord-est. Il prisma è meno elevato dell'avampaese (Merlini *et al.*, 2000).

direzione obliqua dei margini delle placche pacifica e nordamericana rispetto al loro movimento assoluto e alla diversa velocità dei tre elementi in gioco: placca pacifica, zona di trasferimento della dorsale pacifica e placca nordamericana.

La geodinamica californiana è dunque caratterizzata da una subduzione particolare in cui, in contrasto con le zone di subduzione normali, in sezione est-ovest il letto della subduzione diverge dalla placca a tetto, mentre letto e tetto convergono, seppure più lentamente, in direzione nordest-sudovest. La divergenza est-ovest è assorbita dalla distensione nella Basin and Range, mentre la componente compressiva nordest-sudovest si esprime principalmente nei sovrascorrimenti e nella transpressione delle Coast Ranges e dell'offshore californiano. Ciò implica che la compressione perpendicolare alla faglia di San Andreas non è una condizione naturale di un movimento trascorrente ma è un fattore tettonico indipendente, dimostrando così che in una stessa area possono coesistere stili tettonici differenti, ma soprattutto cause geodinamiche indipendenti come, nel caso specifico, la transpressione sinistra e la più veloce trans-tensione destra.

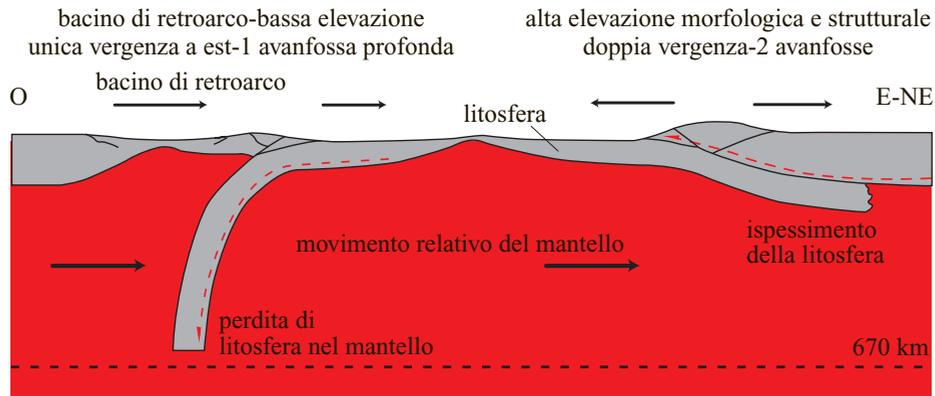
**Zone di subduzione e orogeni**

I margini convergenti, o distruttivi, si creano quando una placca entra nel mantello, cioè sottoscorre. La parte di litosfera che sottoscorre è detta slab. In associazione alle zone di subduzione si formano gli orogeni, o prismi di accrezione (Bally, 1983), che sono contraddistinti da una serie di parametri quali la dimensione della catena, i tassi di sollevamento e di accorciamento, l'entità dell'erosione, ecc. Un esempio di

fronte di catena è il prisma di accrezione dell'Appennino, localizzato sulla cerniera della subduzione omomina (**fig. 8**). In genere le subduzioni si formano quando due placche convergono e la più pesante delle due, per lo più oceanica, inizia a penetrare nell'astenosfera (**fig. 9**). Secondo la classificazione di Bally *et al.* (1985), si parla di subduzione B per la litosfera oceanica (dai nomi degli scopritori H. Benioff e K. Wadati) e di subduzione A per la litosfera continentale (dal nome dello scopritore O. Ampferer). Lungo le zone di subduzione viene rilasciata la maggiore quantità di energia sismica terrestre (>90%); per esempio i dieci più grandi terremoti del 20° secolo sono avvenuti nelle zone di subduzione circumpacifiche (otto) e nelle subduzioni himalayana e indonesiana (due). Il più forte terremoto mai registrato è avvenuto lungo la subduzione cilena nel 1960, con magnitudo 9,5. Ciò è dovuto al fatto che infrangere le rocce in compressione richiede molta più energia che non in tensione. Inoltre le zone di subduzione, al contrario dei rift, sono zone fredde, dove la litosfera ha un comportamento fragile maggiore e quindi una più forte resistenza alla deformazione.

Attualmente le subduzioni hanno velocità di convergenza che possono variare da 1 a 120 mm/a. Vi sono però anche subduzioni attive in assenza di convergenza; ciò significa che lo slab arretra ugualmente, ma solo in subduzioni dirette verso ovest (per esempio, Appennini e Carpazi).

Le zone in profondità in cui la subduzione è rotta oppure assente, sia in orizzontale sia in verticale, sono dette finestre dello slab (*slab windows*). Queste zone possono formarsi per l'allungamento dello slab durante

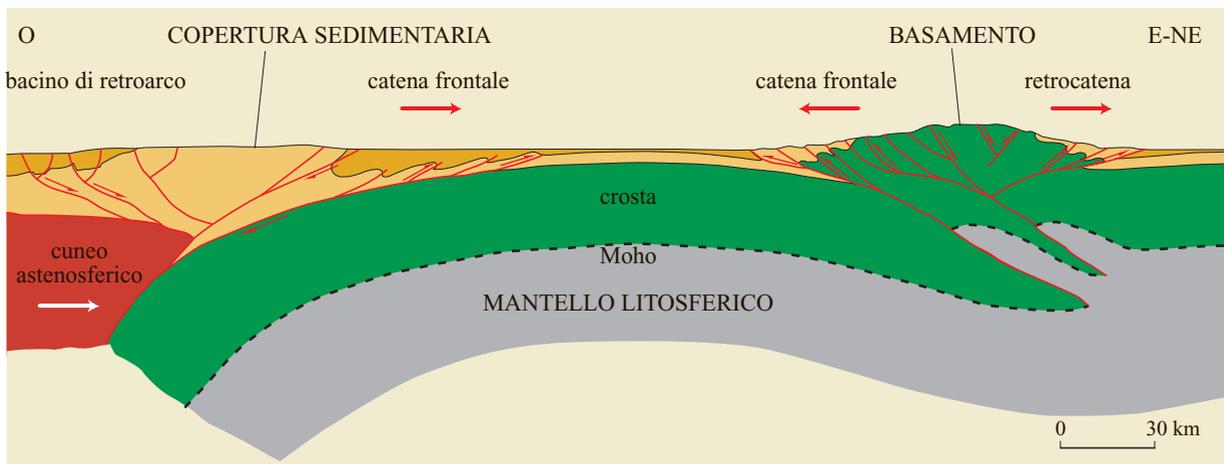


**fig. 9.** Differenze tra le zone di subduzione immergenti a ovest e quelle immergenti a est o nord-est e comparazione dei relativi orogeni. Le subduzioni verso ovest sono più ripide e più profonde. Il loro piano di scollamento basale si inflette e sottoscorre. Nelle subduzioni opposte, dove il tasso di convergenza è superiore alla velocità di arretramento dello slab, il piano di scollamento della placca a tetto sale verso la superficie ed è così in grado di sollevare l'intera crosta nel prisma di accrezione. Questa asimmetria può essere interpretata con la deriva verso ovest della litosfera rispetto al mantello (Dogliani *et al.*, 1999).

l'inarcamento della subduzione stessa, oppure per velocità di subduzione diversa di due placche a letto. Un'altra interpretazione spiega il distacco dello slab (*slab detachment*) con il suo peso.

Le subduzioni hanno una cerniera che arretra, la cui velocità può essere maggiore o minore della velocità di convergenza tra le due placche a tetto e a letto della subduzione. Se la placca a tetto ha velocità di convergenza minore dell'arretramento dello slab, si forma un bacino di retroarco (per esempio il Mar del Giappone come retroarco della subduzione omonima, il Mar Tirreno e tutto il Mediterraneo occidentale come retroarco della

catena Appennini-Magrebidi, il Bacino Pannonico per i Carpazi); anche questa è una situazione che sembra formarsi solo per le subduzioni verso ovest. Se invece si verifica il caso, peraltro frequente, in cui la convergenza è maggiore dell'arretramento dello slab, si forma un orogene molto più elevato e a doppia vergenza (per esempio le Alpi). Nel primo caso il prisma di accrezione si forma portandosi dietro un'onda di tettonica distensiva, in grado di determinare il rifting del retroarco (**fig. 10**). La coppia compressione-distensione delle subduzioni verso ovest è sostituita da una coppia compressione-compressione nelle catene dovute a subduzioni verso est o



**fig. 10.** Le catene che si formano al di sopra delle subduzioni verso ovest sono costituite soprattutto da copertura sedimentaria; l'area emersa della catena è sempre inferiore all'area dell'avansfossa; la monoclinale regionale è inclinata con angoli di 4-10°; l'astenosfera e una Moho di neoformazione si trovano a bassa profondità sotto la parte occidentale della catena: ne sono esempio gli Appennini. Le catene legate a subduzioni opposte hanno sempre il basamento cristallino estesamente coinvolto; l'area della catena emersa è sempre maggiore dell'area delle due avanfosse; le monoclinali regionali hanno valori minori (2-5°); la crosta è ispessita dalla sovrapposizione di due Moho precedenti alla subduzione: ne sono esempio le Alpi.

nord-est, dove si creano i tipici orogeni a doppia vergenza. Una tettonica distensiva può modellare la parte alta di queste catene quando viene superato l'angolo critico di stabilità.

Se la placca a tetto è continentale e vi sono due placche che convergono, il passaggio dalla subduzione oceanica a quella continentale è detto fase collisionale. I magmi delle zone di subduzione hanno caratteri da calcoalcalini a shoshonitici. Il magmatismo si trova in proiezione verticale dell'isobata di circa 100-130 km del piano di subduzione e si pensa sia generato dai fluidi rilasciati dal piano di subduzione che porta in fusione parziale il mantello a tetto. Il numero di vulcani e il volume dei magmi eruttati sono proporzionali alla velocità della subduzione. Questo potrebbe far supporre un contributo nella produzione dei magmi anche da parte del calore di frizione. Il magmatismo è condizionato dalla composizione della litosfera in subduzione, dallo stato termico dello slab, dalla sua inclinazione e dal suo spessore.

Le subduzioni verso ovest sono mediamente più recenti di 50 Ma, mentre le subduzioni opposte possono avere età anche maggiori di 100 Ma. Le subduzioni verso ovest hanno a tetto una litosfera sottile (20-40 km), mentre la placca a letto ha spessori sempre maggiori (v. ancora fig. 10). La Moho della placca a tetto è in genere di neoformazione, migrante verso est, e si sviluppa durante la crescita del bacino di retroarco. La crosta della placca a tetto si assottiglia e ha profondità di 10-25 km. La Moho della placca a letto è invece una Moho preesistente, di età variabile. Nelle catene legate a subduzioni verso est o nord-est invece, sotto l'orogene, le Moho preesistenti delle due placche si sovrappongono (v. ancora fig. 10) e lo spessore della crosta raggiunge i suoi massimi valori (55-70 km).

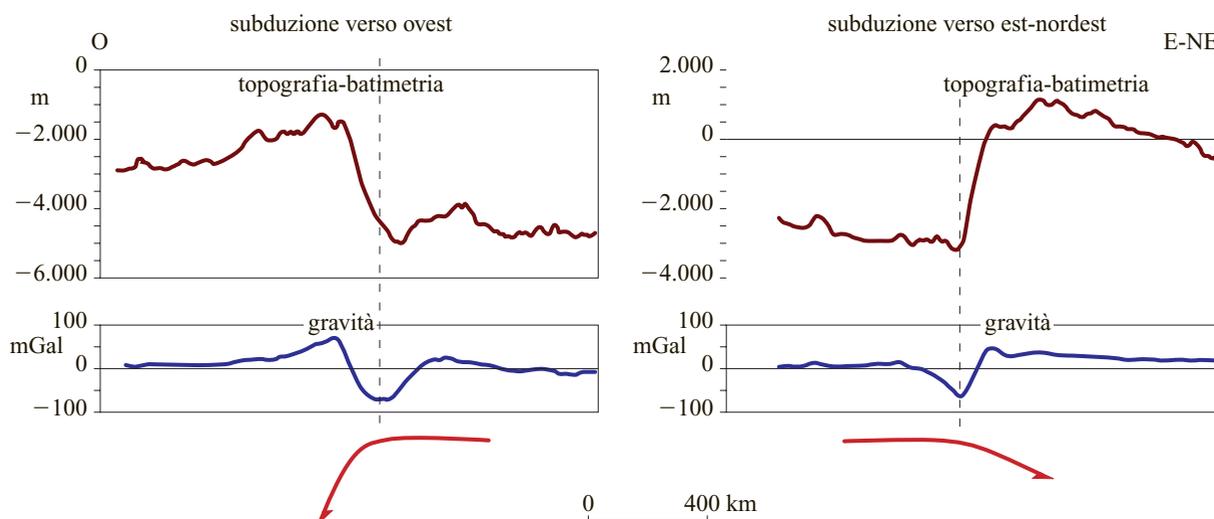
Le subduzioni verso ovest si enucleano lungo le retrocatene di subduzioni verso est o nord-est quando nell'avampaese della retrocatena è presente litosfera, oceanica o continentale, sottile. Per esempio, l'arco delle Piccole Antille ha preso il via lungo la retrocatena delle Ande dell'America Centrale ed è migrato verso est solo dove i continenti nordamericano e sudamericano si rastremano; al fronte della retrocatena dell'orogene centroamericano era presente litosfera oceanica atlantica.

Una interpretazione simile può essere avanzata per gli Appennini, che hanno avuto origine lungo la retrocatena delle Alpi, nel cui avampaese vi era un ramo relitto dell'Oceano Tetideo Mesozoico. Queste 'paleo-Alpi' sarebbero ora sepolte e stirate sotto l'Appennino occidentale e il Mar Tirreno, che è il retroarco della subduzione appenninica. Un simile rapporto potrebbe essere applicato per la subduzione dei Carpazi, innescatasi lungo la retrocatena delle Dinaridi. Nei bacini di retroarco si attua un assottigliamento rapido e irregolare, con aree dove si sviluppa nuova crosta oceanica oppure aree

dove rimangono relitti più spessi di litosfera continentale. Si crea così un fenomeno di budinaggio, cioè una situazione in cui, durante l'estensione, si isolano blocchi più competenti inclusi in una matrice meno viscosa, che fluisce nelle aree di assottigliamento (*necks*). Gli archi delle subduzioni verso ovest hanno lunghezze di 1.500-2.000 km.

Le subduzioni verso ovest sono in media più profonde, fino a 670 km, e più inclinate ( $45^{\circ}$ - $90^{\circ}$ ) di quelle opposte dirette verso est o nord-est (v. ancora fig. 9), nelle quali generalmente la maggior parte della sismicità scompare a 300 km e le inclinazioni sono minori ( $15^{\circ}$ - $60^{\circ}$ ). La deriva verso ovest della litosfera rispetto al mantello sottostante può spiegare questa diversa pendenza, che in passato era stata attribuita solamente alla diversa età della litosfera oceanica in subduzione, cioè a un effetto del peso della litosfera oceanica fredda. Vi sono invece esempi in cui la stessa litosfera sottoscorre nelle due direzioni opposte, mantenendo l'asimmetria; inoltre si riscontrano subduzioni verso ovest molto inclinate e con le caratteristiche già descritte, sia di litosfera oceanica giovane (per esempio l'arco delle Isole Sandwich nel sud-ovest atlantico), sia addirittura di litosfera continentale (gli Appennini centrosetentrionali, i Carpazi, l'Arco di Banda). Nelle subduzioni verso ovest, il piano di scollamento basale della placca a letto è piegato e scende in subduzione e il prisma di accrezione coinvolge solo la pellicola superiore della placca a letto. Nelle subduzioni opposte, il piano di scollamento basale della placca a letto riesce attivamente a portare verso l'alto elementi sia della placca a letto sia della placca a tetto, ispessendo la crosta e il relativo orogene (v. ancora fig. 9). Questo diverso comportamento dei piani di scollamento nelle due opposte subduzioni spiegherebbe perché i prismi di accrezione delle subduzioni verso ovest siano costituiti per lo più da copertura sedimentaria, mentre gli orogeni delle subduzioni opposte abbiano l'intera crosta coinvolta nella deformazione, determinando maggiore elevazione strutturale della catena ed estesi affioramenti di basamento cristallino (v. ancora fig. 10). I due diversi comportamenti dei piani di scollamento nei due tipi di subduzione determinano anche percorsi variabili della pressione e della temperatura cui sono sottoposte le rocce dei prismi di accrezione, generando metamorfismi peculiari. Per esempio, un metamorfismo di alta pressione e bassa temperatura è più frequente nelle catene associate a subduzione verso est o nord-est, mentre un metamorfismo di alta temperatura e bassa pressione è più facilmente rinvenibile a tetto delle subduzioni dirette verso ovest, dove l'astenosfera rimpiazza lo slab a bassa profondità nel bacino di retroarco.

Le evidenze più forti della deriva verso ovest della litosfera, e quindi di un sottostante mantello che ruoterebbe in senso opposto, vengono dalle persistenti asimmetrie



**fig. 11.** Profili medi della topografia-batimetria e gravimetria in aria libera delle zone di subduzione. Si notino la maggiore elevazione e la minore ampiezza delle anomalie gravimetriche nelle subduzioni verso est e nord-est rispetto alle subduzioni dirette a ovest. Nelle subduzioni verso ovest non vi è poi corrispondenza tra il minimo gravimetrico e il minimo batimetrico (Harabaglia e Doglioni, 1998).

tra le zone di subduzione dirette verso ovest e quelle dirette verso est o nord-est. Gli orogeni associati alle zone di subduzione verso ovest presentano un rilievo topografico e strutturale inferiore rispetto alle catene associate alle subduzioni opposte, come si vede comparando le subduzioni del Pacifico occidentale con quelle del Pacifico orientale, per esempio le Isole Marianne e le Ande (v. ancora fig. 4).

Nel primo caso si forma un bacino di retroarco e la fossa della subduzione è molto profonda, mediamente oltre i 4.000 m; il prisma di accrezione coinvolge i livelli più alti della crosta in subduzione, generalmente la copertura sedimentaria. Il rilievo medio dei prismi di queste subduzioni è sotto il livello del mare, come nelle isole Fiji, Marianne e Barbados. Le catene più elevate di questo tipo di subduzione sono gli Appennini, i Carpazi e i rilievi del Giappone, che hanno piani di scollamento basale del prisma di accrezione più profondi e quindi volumi maggiori coinvolti a tetto della subduzione. Le anomalie gravimetriche nelle subduzioni verso ovest sono molto più pronunciate di quelle nelle subduzioni opposte, avendo un massimo negativo nella zona di avanfossa e un massimo positivo nel bacino di retroarco, dove l'astenosfera si trova infatti a livelli molto superficiali. Un andamento simile hanno le variazioni del flusso di calore, minimo in avanfossa e massimo nel bacino di retroarco.

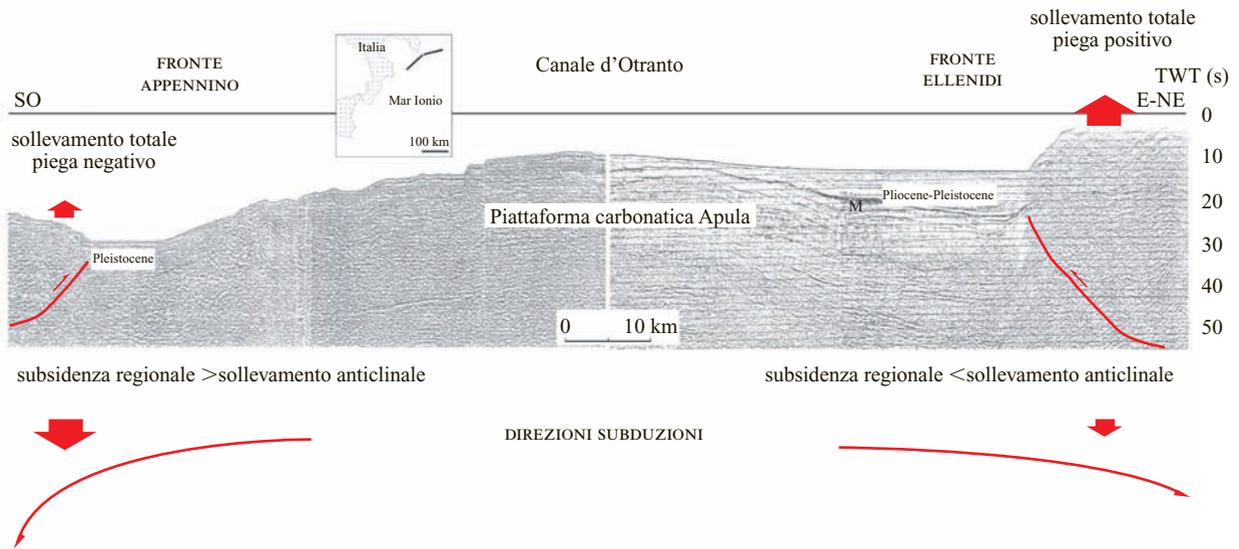
Nelle subduzioni verso est o nord-est, come le Ande o l'Himalaya, non si forma il bacino di retroarco e la catena ha una doppia vergenza e quindi due avanfosse, una davanti alla catena frontale e una di fronte alla retrocatena (v. ancora fig. 10). L'altezza media di queste catene è sopra il livello del mare e le avanfosse hanno

profondità medie intorno a 3.000 m in subduzioni oceaniche, mentre sono spesso sopra il livello del mare in subduzioni continentali, al fronte sia della catena anteriore sia della retrocatena. La catena ha piani di scollamento che entrano nel mantello, l'accrezione coinvolge tutta la crosta e quindi le rocce affioranti possono coprire l'intero spettro delle rocce metamorfiche e intrusive del basamento.

La topografia e le anomalie in aria libera (*free-air anomalies*) attraverso le zone di subduzione confermano la presenza di due marcature distinte (**fig. 11**). Una media topografica bassa (-1.250 m) e anomalie gravimetriche pronunciate caratterizzano le catene delle subduzioni verso ovest. Una media topografica più elevata (1.200 m) e anomalie gravimetriche più smussate sono tipiche degli orogeni delle subduzioni verso est e nord-est. Questa contrapposizione è particolarmente evidente lungo i margini pacifici, ma persiste anche lungo altre zone di subduzione del mondo: in Atlantico, nel Mediterraneo, nell'Himalaya e in Indonesia. Quindi la topografia e la gravimetria confermano l'esistenza di due classi separate di zone di subduzione, in buona parte indipendenti dall'età e dalla natura della litosfera in subduzione.

#### Avanfosse

Le avanfosse sono i bacini sedimentari localizzati ai fronti delle catene montuose, o prismi di accrezione. Anche le caratteristiche delle avanfosse confermano le differenze tra le zone di subduzione. Le subduzioni verso ovest hanno avanfosse molto profonde e in rapida migrazione verso est, con tassi di subsidenza >1,2 mm/a. La subsidenza è così forte che le anticlinali del prisma di



**fig. 12.** Confronto tra i fronti appenninico e dinarico-ellenico, legati a due subduzioni con polarità opposta. Si notano una maggiore profondità dell'avanfossa appenninica e una maggiore elevazione del fronte ellenico. Il fronte appenninico è addirittura più basso dell'avampaese (il sollevamento totale di una piega è dato dal sollevamento della piega meno la subsidenza dell'avanfossa) e la piega frontale della catena appenninica ha un sollevamento totale negativo; al contrario, il sollevamento della catena ellenica è positivo. M, Messiniano; scala verticale in secondi, tempo di andata e ritorno delle onde P (Doglioni *et al.*, 1999).

accrezione possono avere tassi di sollevamento negativi; per questo motivo le anticlinali possono talvolta essere in subsidenza anche mentre si innalzano (**fig. 12**). Esempi sono presenti al fronte del prisma appenninico, nei Carpazi e nell'Arco di Banda. La forte subsidenza appare generata dall'arretramento dello slab ed è così prevalente che il prisma di accrezione si può addirittura trovare in condizioni di maggiore profondità dell'avampaese (v. ancora fig. 8). Sempre nelle avanfosse che si trovano al fronte di catene sopra subduzioni dirette verso ovest, il prisma di accrezione, in sezione, ha un'area che è mediamente minore dell'area dell'avanfossa stessa, cioè in un rapporto minore di 1 (v. ancora fig. 10). Ne sono esempi il prisma a tetto e la relativa fossa delle Marianne, o la catena degli Appennini e l'avanfossa padano-adriatica, dove talora si sono accumulati oltre 8 km di sedimenti in 5 Ma. In questo tipo di avanfosse i tassi di subsidenza sono così elevati e la catena adiacente è così poco sollevata (cioè con erosione limitata) da lasciare l'avanfossa in condizioni di sottoalimentazione (v. ancora fig. 12).

Viceversa, le catene legate alle subduzioni verso est o nord-est hanno due avanfosse: al fronte e lungo la retrocatena dell'orogene. I tassi di subsidenza sono relativamente bassi (<0,2 mm/a) e gli spessori dei sedimenti sono pari a circa 3 km deposti in circa 20 Ma, come, per esempio, nel caso del fronte delle Alpi settentrionali. Le anticlinali e il prisma di accrezione sono sempre più elevati dell'avampaese (v. ancora fig. 12). Il rapporto tra area in sezione della catena e area totale delle due avanfosse

è paradossalmente sempre maggiore di 1: nonostante la catena sia molto elevata, le due avanfosse sono di dimensioni inferiori (v. ancora fig. 10). Per questo tipo di catene (Montagne Rocciose, Alpi, Himalaya) l'erosione è così elevata e lo spazio di accomodamento nei due bacini così ridotto che le avanfosse sono sovralimentate e passano rapidamente dalle facies di flysch a quelle di molassa, fino a colmarsi e a generare il by-pass dei sedimenti provenienti dagli orogeni, che vengono così trasportati in delta remoti. Un esempio sono i grandi delta del Gange e del Brahmaputra, dove si accumula il materiale eroso dalla catena himalayana che non trova più spazio per deporsi nell'avanfossa.

Adottando la deriva verso ovest della litosfera, le subduzioni verso ovest sarebbero generate primariamente dalla flessione indotta dal mantello che avrebbe un moto relativo verso est; in questo caso l'avanfossa è localizzata sulla cerniera della subduzione e la sua subsidenza coincide con l'arretramento dello slab. Nelle subduzioni verso est o nord-est, cioè dirette nel senso del flusso del mantello, quest'ultimo sosterebbe dal basso la litosfera, contrapponendosi in parte al carico della catena, che in questi ambienti geodinamici è il maggior responsabile della flessione dell'avanfossa. Quando la subsidenza dell'avanfossa è maggiore del sollevamento del prisma, il sollevamento totale delle anticlinali è negativo, viceversa è sempre positivo (v. ancora fig. 12).

Queste asimmetrie sono coerenti con l'ipotesi di un contributo della deriva verso ovest della litosfera rispetto al mantello che, con il suo moto relativo verso est,

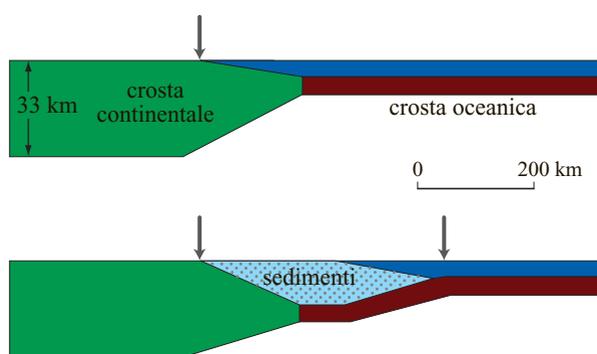
inclinata maggiormente le subduzioni verso ovest, facendole arretrare e generando le forme arcuate tipiche di Piccole Antille, Sandwich, Appennini, Carpazi, Marianne, Giappone, Banda, ecc. In queste subduzioni la litosfera viene per la maggior parte dispersa nel mantello (v. ancora fig. 9). Nelle subduzioni opposte verso est o nord-est, che invece immergono nel senso del movimento relativo del mantello sottostante, la litosfera è sostenuta dal flusso e viene ispessita.

Vi sono orogeni che non seguono il flusso mostrato in fig. 4, come per esempio la parte settentrionale dell'America Meridionale e i Pirenei. Questi orogeni sono legati a subduzioni generate dalla subrotazione delle placche sudamericana e iberica e presentano caratteristiche simili a quelle degli orogeni associati alle subduzioni dirette a est, cioè doppia vergenza, assenza di estensione di retroarco, alta elevazione morfologica e strutturali, avanfosse con bassi tassi di subsidenza.

### Bacini sedimentari

I bacini sedimentari nei quali si accumula sostanza organica che può generare idrocarburi sono una diretta conseguenza della tettonica delle placche. Essi si formano sia all'interno sia ai margini delle placche per tre principali processi di subsidenza: assottigliamento della litosfera, cioè tettonica distensiva o transtensiva; raffreddamento termico della litosfera oceanica e continentale nei margini passivi; piegamento della litosfera nelle cerniere delle zone di subduzione per arretramento dello slab, o per flessione generata dal carico di una catena montuosa o di un delta su un margine continentale (fig. 13).

I bacini sedimentari si formano dove la crosta va in subsidenza oppure vi è un preesistente bacino vuoto,



**fig. 13.** Modello di subsidenza in un margine continentale passivo dovuto al carico dei sedimenti che sostituiscono l'acqua, più leggera, esercitando un peso che genera uno spazio di accomodamento per depositi di piana costiera e di scarpata, i quali producono un'ulteriore flessione della crosta e della litosfera (Bott, 1979).

in grado di essere colmato da sedimenti. Il peso dei sedimenti genera comunque un ulteriore carico che flette la litosfera. La compattazione dei sedimenti causata dal carico litostatico (pari a  $\rho g z$ , dove  $\rho$  è la densità della colonna di rocce,  $g$  l'accelerazione di gravità e  $z$  lo spessore della colonna di rocce) produce una diminuzione della porosità delle rocce e un'espulsione dei fluidi dai pori e determina quindi un'ulteriore subsidenza. Il carico litostatico produce anche diminuzione di volume causata da dissoluzione per pressione e quindi di ulteriore subsidenza.

La subsidenza in un'area in distensione è funzione del tasso di estensione e dell'inclinazione delle faglie distensive. Infatti, a parità di estensione, faglie più inclinate permettono una subsidenza più rapida.

Bacini estensionali intraplacca determinano un indebolimento della crosta e della litosfera per cui, in caso di modifica del campo di sforzo, sono le prime aree a subire un'inversione tettonica. Esempio classico è la catena dell'Atlante, generatasi per transtensione sinistra e distensione *en échelon* (a gradini) nel Mesozoico, successivamente invertita in transpressione destra.

La subsidenza termica della crosta oceanica, trattata precedentemente, si attua anche ai margini continentali passivi se la crosta oceanica adiacente non ha superato i 60 Ma.

Le avanfosse sono tipici bacini legati al piegamento o alla flessurazione della litosfera e si formano per il carico della catena e dei suoi sedimenti, o per arretramento della subduzione. La pendenza del basamento sotto l'avanfossa, verso l'interno della catena, è detta monoclinale regionale dell'avampaese ed è meno inclinata ( $2-5^\circ$ ) per le catene dove è il carico a generare la subsidenza, mentre raggiunge valori più alti ( $4-10^\circ$ ) per le avanfosse in cui vi è l'arretramento verso est della cerniera delle subduzioni dirette verso ovest (v. ancora fig. 10).

Coerentemente con i valori di subsidenza dei principali ambienti tettonici, le avanfosse legate a subduzioni verso ovest sono quelle che hanno mediamente i valori più alti.

Vi sono aree della Terra dove possono coesistere nello stesso tempo più fattori geodinamici che controllano l'evoluzione di un bacino. Per esempio, nel Canale di Sicilia vi è una distensione attiva con faglie distensive orientate nordovest-sudest che sta separando la Sicilia dall'Africa; contemporaneamente i sovrascorrimenti della catena appenninica-magrebide, orientati circa est-ovest, avanzano verso sud-est tagliando le faglie normali, che però a loro volta tagliano i sovrascorrimenti. La pianura del Nord-Est italiano rappresenta l'avampaese della retrocatena alpina, della catena frontale dinarica e della catena appenninica; vi è quindi l'effetto combinato di tre diverse catene che, con meccanismi, velocità e direzioni diversi, danno origine

a subsidenza nella stessa area. La faglia di San Andreas è un ulteriore esempio di transpressione sinistra nordest-sudovest sovrapposta a una più veloce transpressione destra orientata ovestnordovest-estsudovest.

### Dinamica delle placche

Nonostante i notevoli progressi compiuti dalle scienze della Terra, non vi è ancora una teoria completa sui meccanismi che muovono le placche che possa conciliare la cinematica superficiale con i supposti movimenti interni al pianeta. Le forze che agiscono sulla litosfera sono di diverso tipo: il trascinarsi operato dai movimenti convettivi del mantello sottostante; il *ridge push*, cioè il peso delle dorsali; lo *slab pull*, cioè il peso dei piani di subduzione; le forze esterne al pianeta, come per esempio le forze responsabili degli effetti di marea (Bostrom, 2000). I movimenti delle placche sono talmente lenti che le relative forze inerziali sono trascurabili.

### Convezione del mantello

La risalita di mantello nelle zone di rifting e la discesa di litosfera nelle subduzioni sono già di per sé un'evidenza della convezione che ha luogo nel mantello. Alla scala dei tempi geologici, il mantello terrestre, pur apparentemente solido, può essere considerato un fluido estremamente viscoso (con viscosità maggiore di  $10^{22}$  Pa·s). Un fluido scaldato al di sotto e raffreddato al di sopra può trasferire calore attraverso il suo spessore in due modi: conduzione o convezione. Il mantello ha un gradiente interno di temperatura minore di  $1\text{ }^{\circ}\text{C}/\text{km}$ . Il numero di Rayleigh ( $Ra$ ) misura l'attitudine di un fluido a trasmettere calore per convezione. La litosfera trasmette calore sia tramite la conduzione, sia tramite moti convettivi nei fluidi che la attraversano.

Il numero di Rayleigh di un livello di spessore  $h$  con temperature costanti  $T_0$  e  $T_1$  al di sopra e al di sotto è dato da:

$$Ra = \rho^2 g c_p \alpha (T_1 - T_0) h^3 / \mu \kappa$$

dove  $\rho$  è la densità,  $g$  l'accelerazione di gravità,  $c_p$  il calore specifico,  $\alpha$  il coefficiente di dilatazione termica,  $\mu$  la viscosità e  $\kappa$  la diffusività termica (data dal rapporto  $k/\rho c_p$ , con  $k$  conducibilità termica). Al numeratore compaiono grandezze che favoriscono la convezione, mentre al denominatore, oltre alla viscosità che la rallenta, compare la diffusività e dunque la conducibilità termica. Quindi, in presenza di un alto numero di Rayleigh è prevalente la convezione, mentre un basso valore indica che predomina la conduzione. La transizione tra i due regimi si ha in corrispondenza del cosiddetto numero di Rayleigh critico. Si ritiene che circa il 90% del calore del mantello provenga dai decadimenti radioattivi che hanno luogo al suo interno, mentre solo il 10% proverrebbe dal nucleo sottostante. Il valore del

numero di Rayleigh necessario per rendere un mantello sferico convettivo è pari a circa  $3 \cdot 10^3$ , ma in realtà, assumendo i valori stimati dal PREM (Preliminary Reference Earth Model; Anderson, 1989), il valore calcolato di  $Ra$  per il mantello è pari a circa  $9 \cdot 10^6$ . Ciò significa che nel mantello devono essere presenti moti convettivi, dei quali però non si conosce la cinematica (andamento delle linee di flusso e velocità); è sconosciuto anche il modo in cui tali movimenti interni si conciliano con la cinematica delle placche, che è molto più semplice di quella delle celle convettive ricavabili dai modelli.

La parte del mantello che dovrebbe dar luogo a fenomeni convettivi più accentuati è quella superiore, dove il numero di Rayleigh è più alto perché la viscosità è più bassa, la conduzione termica è minore perché questa zona contiene meno ferro del mantello inferiore, e il gradiente termico è più alto che nel mantello inferiore. In quest'ultimo infatti la temperatura aumenta di meno di un grado per km, mentre nel mantello superiore può aumentare di qualche grado per km.

Vi sono due grandi aree dove è ipotizzabile una risalita del mantello inferiore, identificate dalla tomografia sismica come volumi caratterizzati da una minore velocità di propagazione delle onde sismiche: una nel Pacifico centrale e una nell'Africa centromeridionale (Romanowicz e Gung, 2002). Le previsioni legate alla convezione si scontrano spesso con evidenze rilevabili in superficie: per esempio, la composizione del mantello viene assunta omogenea, mentre è ben noto che tutta la Terra è intensamente stratificata. Se il mantello fosse omogeneo e i movimenti fossero guidati solo da gradienti termici, ci si dovrebbe aspettare che porzioni di mantello litosferico si staccino e sprofondino nel mantello sottostante. Tale fenomeno è invece al momento sconosciuto; qualora fosse presente, dovrebbe inoltre generare un sollevamento della litosfera residua sovrastante.

Nei modelli di convezione le risalite del mantello sono associate a ridiscese laterali, ma i rifting atlantico, estafriano e indiano si sono sviluppati senza nessuna subduzione intermedia. Vi sono anche casi di subduzioni vicine appaiate senza rifting interposto. Nei modelli convettivi, le correnti in risalita e in discesa sono stazionarie, mentre in natura tutti i margini di placca, rifting, subduzioni e zone trasformi, migrano. Le celle convettive dei modelli hanno forme poligonali, mentre i margini di placca reali hanno forme lineari, come per esempio nella dorsale atlantica.

Quindi la convezione nel mantello non può essere considerata come un 'rullo trasportatore' delle placche (*mantle drag*) a causa dell'apparente incompatibilità tra la convezione e la cinematica superficiale. Inoltre la litosfera è scollata rispetto al mantello, come indicato per esempio dal punto caldo delle Hawaii, la cui sorgente

nel mantello si sposta verso est-sudest rispetto alla litosfera sovrastante. Le dorsali atlantica e indiana durante il loro sviluppo si sono allontanate dall'Africa, quindi sono in movimento relativo tra loro: ciò comporta che una risalita attiva di mantello stabile sotto le due dorsali non è compatibile con la cinematica delle placche, e che i rifting sono strutture passive, scollate e in movimento relativo rispetto al mantello. Un movimento laterale delle dorsali può spiegare perché queste siano sempre alimentate da un mantello ancora produttivo, mentre una loro staticità sul mantello dovrebbe comportare un impoverimento graduale della sorgente. La tomografia sismica ha confermato la presenza di basse velocità di propagazione delle onde sismiche solo fino a 100-200 km sotto le dorsali oceaniche, probabilmente indicante una fusione parziale, mentre il sottostante mantello ha frequentemente velocità sismiche relativamente maggiori, suggerendo la presenza di un mantello freddo e quindi l'assenza di un'alimentazione profonda delle dorsali.

*Ridge push.* L'elevazione di una dorsale oceanica causa un aumento dell'energia potenziale gravitazionale, cioè una 'spinta della dorsale' (*ridge push*). Non essendo la spinta legata all'inserimento del magma lungo la dorsale, viene considerato solo il maggior peso determinato dalla maggiore elevazione della dorsale. Una semplice espressione del ridge push ( $F_{rp}$ ) per unità di lunghezza (della dorsale) è la seguente:  $F_{rp} = g \rho_m \int h dx - g \rho_w \int w dx$  dove  $g$  è l'accelerazione di gravità,  $\rho_m$  la densità del mantello,  $h$  l'elevazione della dorsale rispetto al fondo marino,  $x$  la larghezza in orizzontale dei fianchi della dorsale,  $w$  la profondità del fondo marino rispetto alla dorsale e  $\rho_w$  la densità dell'acqua. Il valore del ridge push ottenuto considerando anche l'effetto del raffreddamento della litosfera e il peso dell'acqua è pari a circa  $3,9 \cdot 10^{12} \text{ Nm}^{-1}$  (Turcotte e Schubert, 2002).

*Slab pull.* Lo slab pull (trazione verso il basso della subduzione) è l'azione meccanica riconducibile alla minore temperatura dello slab in subduzione rispetto al mantello circostante più caldo. I basalti oceanici, andando in subduzione, si possono trasformare, a causa dell'altissima pressione, in eclogiti, rocce di alta densità, generando un gradiente negativo di densità del piano di subduzione rispetto al mantello superiore che lo contiene. L'espressione più semplice dello slab pull ( $F_{sp}$ ) per unità di lunghezza, assumendo che litosfera e mantello abbiano la stessa composizione e vi sia solo una stratificazione termica, è:  $F_{sp} = gz(\rho_l - \rho_m)d$ , dove  $g$  è l'accelerazione di gravità,  $z$  la profondità del piano di subduzione,  $\rho_l$  la densità della litosfera,  $\rho_m$  la densità del mantello e  $d$  lo spessore della litosfera in subduzione. Assumendo valori di  $10 \text{ ms}^{-2}$  per  $g$ , 660 km per la profondità dello slab  $z$ , 100 km per  $d$  e  $3.300 \text{ kg/m}^3$  e  $3.220 \text{ kg/m}^3$  rispettivamente per le densità della litosfera e del mantello si ottiene uno slab pull di circa  $5,2 \cdot 10^{13} \text{ Nm}^{-1}$ . Tuttavia lo

spessore della litosfera in subduzione è sovente più sottile e soprattutto il mantello superiore ha densità ben superiori a  $3.220 \text{ kg/m}^3$ , anche perché molto probabilmente il mantello superiore ha stratificazioni chimico-mineralogiche con un graduale aumento della densità dall'alto verso il basso. Turcotte e Schubert (2002) calcolano uno slab pull di circa  $3,3 \cdot 10^{13} \text{ Nm}^{-1}$ . Il PREM propone per esempio una densità di  $3.970 \text{ kg/m}^3$  per il mantello a 600 km di profondità.

L'olivina nel mantello, oltre alla trasformazione olivina/spinello a circa 400 km di profondità che ne aumenta la densità, può trasformarsi da olivina magnesiaca (forsterite) a olivina ferriera (fayalite) determinando un aumento di densità e una diminuzione di volume. Per questo il valore dello slab pull è probabilmente sovrastimato. Inoltre a sfavore dello slab pull vi è il fatto che i meccanismi focali dei terremoti indicano per lo più che i piani di subduzione sono sottoposti a una compressione interna parallela allo slab mentre, se agisse lo slab pull, lo slab dovrebbe essere in trazione. Ciononostante, lo slab pull è al momento considerato la maggiore forza operante sulla litosfera, essendo di un ordine di grandezza maggiore del ridge push.

Vi sono evidenze geologiche e tomografiche del fatto che anche la litosfera continentale vada in subduzione. Otto Ampferer, geologo austriaco dei primi del Novecento, aveva ipotizzato una subduzione continentale sotto le Alpi, basata sull'impilamento delle falde alpine. I prismi di accrezione nei quali si vedono impilati sedimenti di margine continentale passivo indicano che la litosfera su cui erano appoggiati è scomparsa in subduzione. Non vi sono dati sulla profondità cui la litosfera continentale, nonostante la sua minore densità, riesca a scendere in subduzione, facilitata da trasformazioni che l'appesantiscono. Nell'Appennino centro-settentrionale vi è subduzione continentale fino ad almeno 100-150 km. Questo dimostra che non può essere solo il peso della litosfera fredda oceanica a muovere le placche tramite lo slab pull, perché altrimenti la litosfera continentale non potrebbe sottoscorrere. Un flusso di mantello verso est contribuirebbe invece a fare arretrare e sottoscorrere la litosfera.

Un'altra possibile forza agente sulla litosfera è il *trench suction* ('tiro della fossa'). Una zona di subduzione, arretrando, tira la placca a tetto verso la zona di cerniera dello slab, spostandola verso la subduzione stessa e/o provocandone l'assottigliamento del margine. Anche questo meccanismo diviene comunque secondario se il motore della dinamica delle placche non risiede nello slab pull.

#### *Effetti della rotazione terrestre*

La tettonica delle placche è finora stata attribuita solo a fenomeni endogeni di raffreddamento del pianeta e di convezione termica. È stato tuttavia dimostrato che i

movimenti del mantello e delle placche perturbano la rotazione terrestre, provocando oscillazioni dell'asse di rotazione. La deriva verso ovest della litosfera rispetto al mantello e tutte le sue implicazioni tettoniche indicano a loro volta un contributo della rotazione terrestre alla dinamica delle placche, sia in termini di direzione di movimento sia, soprattutto, energetici.

L'attrazione Luna-Sole genera sulla Terra le maree sia fluide, sia solide, che determinano un trascinamento permanente verso ovest della litosfera e che nel tempo rallentano la velocità di rotazione terrestre. Infatti è stato misurato un aumento della durata del giorno di circa 1,79 ms/secolo. Per esempio, grazie agli studi sulle stromatoliti e i depositi tidali, è stato possibile stabilire che 700 milioni di anni fa un anno era composto di circa 400-430 giorni, cioè che la lunghezza del giorno era circa di 21-20 h, a causa di una maggiore velocità di rotazione della Terra (Denis *et al.*, 2002). Questa maggiore velocità di rotazione causava anche un maggiore schiacciamento dei poli terrestri; da circa 2,5 miliardi di anni a oggi, lo schiacciamento dei poli rispetto all'equatore è diminuito da 0,005 a 0,003.

Il baricentro tra Luna e Terra si trova all'interno del mantello e Bostrom (2000) ha mostrato come, considerando il sistema Terra-Luna un pianeta doppio, la gravità alla superficie della Terra sia leggermente inclinata (0,38°) per effetto della gravitazione lunare. Tale inclinazione genererebbe un'asimmetria anche nella convezione del mantello.

Il nucleo interno solido terrestre non esisteva prima di 2 miliardi di anni fa e secondo alcuni autori avrebbe addirittura cominciato a solidificarsi negli ultimi 500 Ma. Anche il mantello inferiore presenta un accumulo di materiale più denso nelle sue parti più interne, materiale che non è più in grado di risalire per le altissime pressioni presenti a circa 2.800-2.900 km di profondità. Ciò significa che gli elementi più densi si starebbero lentamente accumulando nelle parti inferiori sia del nucleo sia del mantello, provocando una diminuzione del momento d'inerzia terrestre, con conseguente aumento della velocità di rotazione, non sufficiente però a compensare il rallentamento dovuto alle maree. La combinazione degli effetti tidali e della discesa verso il basso delle parti più dense della Terra determina una coppia di forze agente sull'astenosfera, il livello con minore resistenza, che potrebbe spiegare il movimento medio della litosfera verso ovest. In questo modello, la tettonica delle placche sarebbe una combinazione di effetti rotazionali e moti convettivi del mantello (Scoppola *et al.*, 2003).

Se venisse confermato che i magmi OIB (Ocean Island Basalts) dei punti caldi sono alimentati dall'astenosfera, come lo sono anche i MORB (Middle Oceanic Ridge Basalts) delle dorsali e gli IAB (Island Arc Basalts) delle zone di subduzione, alimentati da profondità di 100-150 km, vi sarebbero molte indicazioni che la

grande maggioranza dei magmi terrestri provenga dalla parte alta del mantello superiore. Pertanto, in assenza di informazioni petrologiche dirette sulla composizione del mantello inferiore, quest'ultimo potrebbe essere più ricco in ferro, e dunque più denso, di quanto finora ipotizzato. In questo caso l'effetto dello slab pull sarebbe ancora più basso di quanto sopra stimato, e non più in grado di attivare la dinamica delle placche. La combinazione degli effetti astronomici con quelli convettivi potrebbe quindi meglio spiegare la geodinamica terrestre.

## Bibliografia citata

- ANDERSON D.L. (1989) *Theory of the Earth*, Boston (MA), Blackwell.
- BALLY A.W. (1983) *Seismic expression of structural styles. A picture and workatlas*, Tulsa (OK), American Association of Petroleum Geologists, 3v.
- BALLY A.W. *et al.* (1985) *Elementi di tettonica regionale. Evoluzione dei bacini sedimentari e delle catene montuose*, Bologna, Pitagora.
- BONATTI E. *et al.* (2003) *Mantle thermal pulses below the mid-Atlantic ridge and temporal variations in the formation of oceanic lithosphere*, «Nature», 423, 499-505.
- BOSTROM R.C. (2000) *Tectonic consequences of the Earth's rotation*, Oxford, Oxford University Press.
- BOTT M.H.P. (1979) *Subsidence mechanisms at passive continental margins*, «American Association of Petroleum Geologists. Memoir», 29, 8-19.
- BUCK W.R. *et al.* (1988) *Thermal consequences of lithospheric extension. Pure and simple*, «Tectonics», 7, 213-234.
- DENIS C. *et al.* (2002) *Despinning of the Earth rotation in the geological past and geomagnetic paleointensities*, «Journal of Geodynamics», 34, 667-685.
- DOGLIONI C. *et al.* (1999) *Orogens and slabs vs. their direction of subduction*, «Earth Science Review», 45, 167-208.
- DOGLIONI C. *et al.* (2003) *Rift asymmetry and continental uplift*, «Tectonics», 22, 1024.
- FOWLER C.M.R. (1990) *The solid Earth. An introduction to global geophysics*, Cambridge, Cambridge University Press.
- GRIFF A.E., GORDON R.G. (2002) *Young tracks of hotspots and current plate velocities*, «Geophysical Journal International», 150, 321-361.
- GUNG Y. *et al.* (2003) *Global anisotropy and the thickness of continents*, «Nature», 422, 707-711.
- HARABAGLIA P., DOGLIONI C. (1998) *Topography and gravity across subduction zones*, «Geophysical Research Letters», 25, 703-706.
- LISTER G.S. *et al.* (1986) *Detachment faulting and the evolution of passive continental margins*, «Geology», 14, 246-250.
- MCKENZIE D.P. (1978) *Some remarks on the development of sedimentary basins*, «Earth and Planetary Science Letters», 40, 25-32.
- MERLINI S. *et al.* (2000) *On the seismic profile crop M5 in the Ionian Sea*, «Bollettino della Società Geografica Italiana», 119, 227-236.

- MÜLLER R.D. *et al.* (1997) *Digital isochrons of the world's ocean floor*, «Journal of Geophysical Research», 102, 3211-3214.
- ROMANOWICZ B., GUNG Y. (2002) *Superplumes from the core-mantle boundary to the lithosphere. Implications for heat flux*, «Science», 296, 513-516.
- SCOPPOLA B. *et al.* (2003) *Earth's rotation and the westward drift of the lithosphere*, «Geophysical Research Abstracts», 5.
- STEIN C.A. (1995) *Heat flow of the Earth*, in: Ahrens T.J. (editor) *Global Earth physics. A handbook of physical constants*, Washington (D.C.), American Geophysical Union, 144-158.
- TURCOTTE D.L., SCHUBERT G. (2002) *Geodynamics*, Cambridge, Cambridge University Press.
- WERNICKE B. (1985) *Uniform-sense normal simple shear of the continental lithosphere*, «Canadian Journal of Earth Sciences», 22, 108-125.
- WINDLEY B.F. (1995) *The evolving continents*, Chichester, John Wiley.

CARLO DOGLIONI

Dipartimento di Scienze della Terra  
 Università degli Studi di Roma 'La Sapienza'  
 Roma, Italia

### 1.4.2 Bacini sedimentari

I bacini sedimentari sono depressioni strutturali della crosta terrestre riempite da sedimenti con uno spessore superiore a 1 km. Generalmente essi poggiano su un basamento peneplanato e fortemente deformato, magmatico e/o metamorfico, di scarso interesse per la geologia del petrolio, chiamato *economic basement*.

Sono state proposte molte classificazioni dei bacini sedimentari; la maggior parte degli studi riguardanti tale argomento si può trovare in Foster e Beaumont (1987) o in Busby e Ingersoll (1998). Tutte queste classificazioni sono semplificazioni volte a fornire solamente una visione d'insieme di una realtà geologica complessa e variabile. Anche se alcuni tipi di bacino (per esempio i bacini di avanfossa) contengono la maggior parte delle

ultime riserve di idrocarburi della Terra, le classificazioni non sono sufficienti a permettere di effettuare una previsione realistica delle riserve di idrocarburi future in bacini di tipo analogo. Per ogni bacino di un certo tipo ricco di idrocarburi, ve ne sarà sempre, altrove, un altro simile ma povero di idrocarburi.

I presupposti della tettonica delle placche (v. par. 1.4.1) offrono un quadro di riferimento prezioso per la classificazione dei bacini sedimentari (Bally e Snelson, 1980; Busby e Ingersoll, 1998). Una mappa molto semplificata della tettonica delle placche a livello mondiale (fig. 1) mostra che, a partire dal Giurassico inferiore, l'espansione degli oceani diede luogo alla formazione dell'attuale crosta oceanica, relativamente rigida, che occupa i due terzi della superficie terrestre. Le cinture orogeniche, chiamate megasuture, registrano i complessi processi

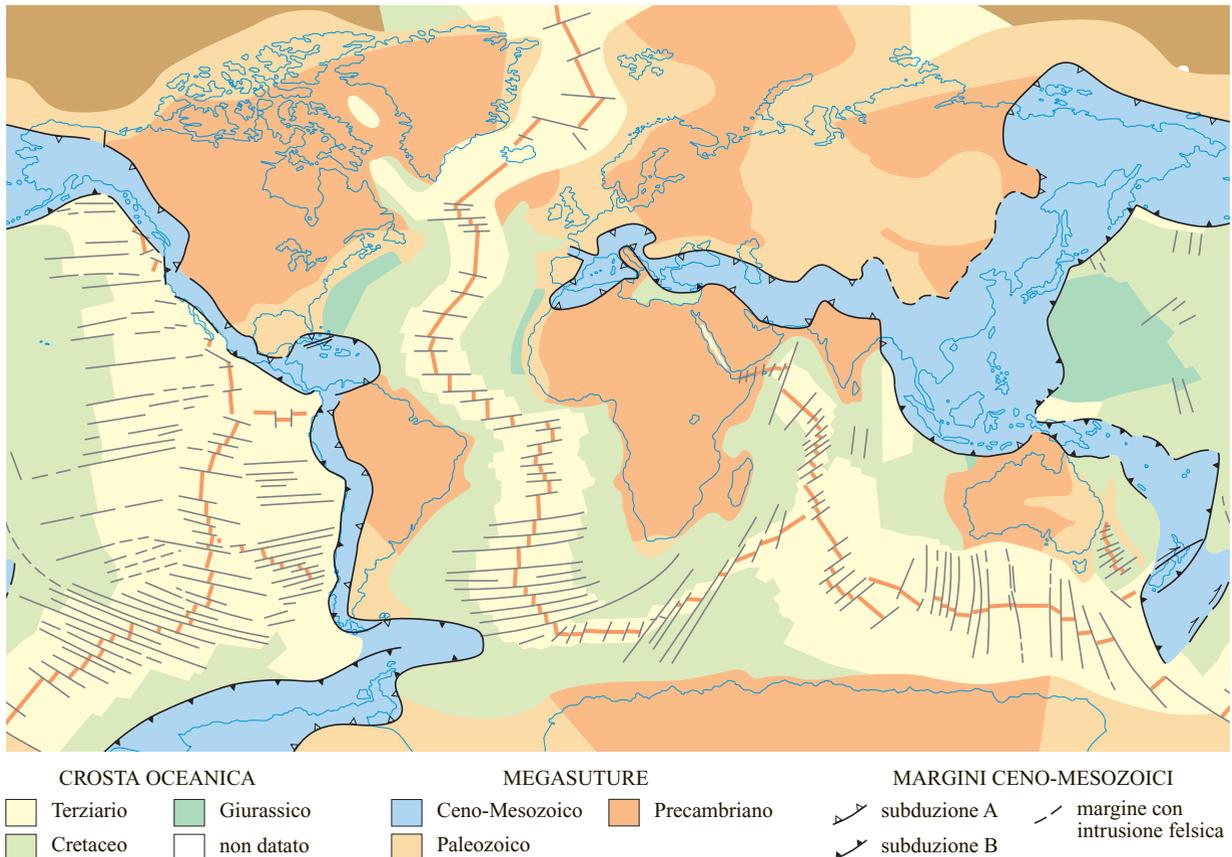
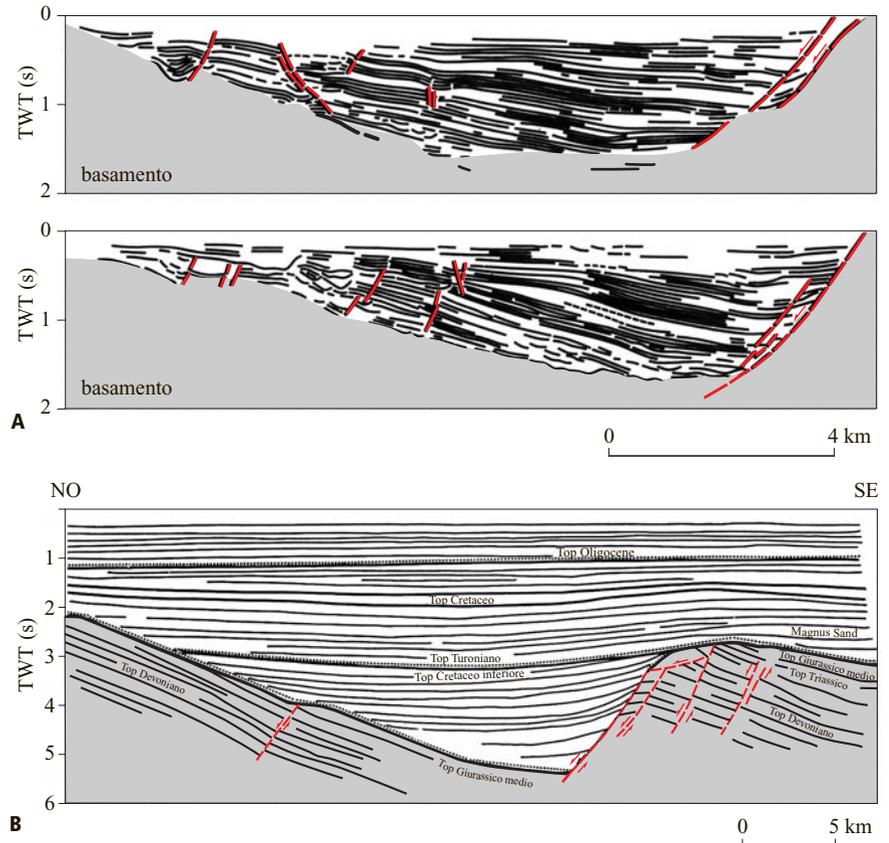


fig. 1. Mappa mondiale semplificata della tettonica delle placche. I margini trascorrenti, come la Faglia di San Andreas e l'Alpine Fault in Nuova Zelanda, sono difficilmente rappresentabili a questa scala.

**fig. 2.** Riempimenti continentali di sin-rift:  
 A, Goshute Valley, Nevada;  
 B, Bacino Shetland, Mare del Nord.



geologici che avvengono ai margini di placca compressivi, i quali hanno suturato elementi di litosfera continentale più stabile. Bally e Snelson (1980) hanno differenziato quattro tipi di margini:

- margine di subduzione di tipo B, associato a subduzione di litosfera oceanica;
- margine di subduzione di tipo A, associato a una subduzione più limitata di litosfera continentale;
- margini dominati da faglie trasformi o trascorrenti;
- un margine in Asia centrale caratterizzato dall'ampio inviluppo attorno a intrusioni ignee mesozoiche e cenozoiche; questo tipo di margine è caratterizzato anche da una cospicua deformazione intraplacca.

Le megasuture meso-cenozoiche presentano tutti questi tipi di margini. Le megasuture paleozoiche rappresentano una serie di collisioni continentali che si sono concluse con la formazione del supercontinente Pangea e sono quindi dominate da un margine costituito da subduzione di tipo A. Diversi sistemi orogenici complessi precambriani sono responsabili dell'accorpamento di spessi blocchi litosferici di età precambriana. La fig. 1 è utile, in prima approssimazione, per stabilire l'età dell'economic basement di quasi tutti i bacini sedimentari fanerozoici.

Artemieva e Mooney (2002) hanno riconosciuto una distribuzione dello spessore litosferico con valori tra 350 e 220 km per la litosfera archeana, di circa 200 km per quella del Proterozoico inferiore, intorno a 140 km per

quella del medio e tardo Proterozoico e di circa 100 km per quella paleozoica. La litosfera continentale più antica e spessa è più facilmente preservata e costituisce una piattaforma relativamente stabile per i bacini sedimentari. La litosfera continentale di età paleozoica e mesozoica è il risultato di processi orogenetici più recenti ed è relativamente meno stabile, permettendo la formazione dei bacini sedimentari più giovani.

Come delineato in questo articolo, i bacini sedimentari hanno subito soltanto una deformazione tettonica limitata e sono, dal punto di vista strutturale, relativamente intatti. Questa definizione contrasta con quella di geosinclinale fatta dai primi studiosi, che vedevano queste strutture come ipotetici bacini ampi e spesso allungati, caratterizzati da una notevole subsidenza. Le geosinclinali erano ricostruzioni geologiche ipotetiche e semplificate di catene orogeniche, basate su un lavoro di campagna approfondito ma su conoscenze geofisiche inadeguate. Oggi questa nomenclatura delle geosinclinali è obsoleta; comunque, alcune delle prime nomenclature verranno brevemente menzionate in seguito, solo per indicare un'approssimativa equivalenza. Ciò permetterà di apprezzare alcune delle prime, e spesso molto dettagliate, osservazioni nel moderno contesto di studio dei bacini. Le sequenze sedimentarie fortemente deformate si trovano all'interno di catene orogeniche, come i prismi di accrezione associati alla subduzione di litosfera oceanica e le catene a falde

di ricoprimento di avampaese (v. oltre) associate alla limitata subduzione di litosfera continentale.

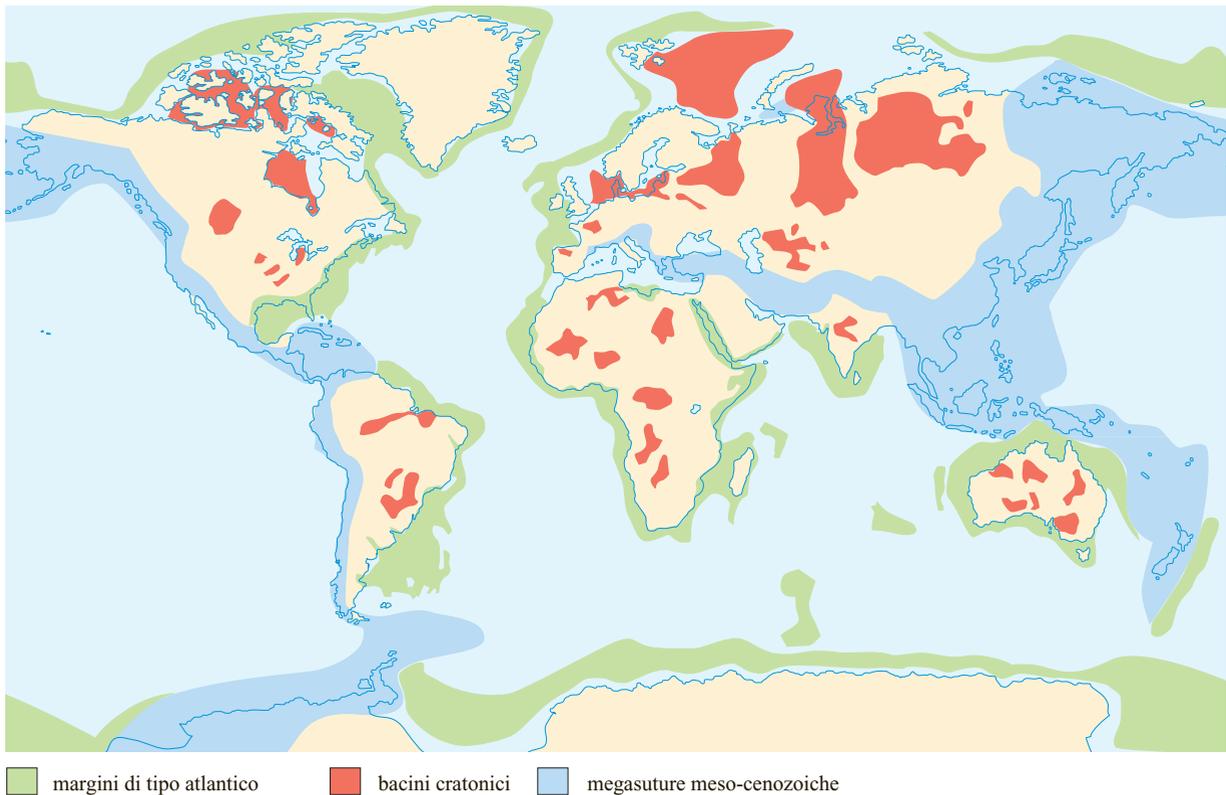
La formazione dei bacini sedimentari di regola implica molteplici processi e stadi evolutivi; quindi attribuire un bacino a una determinata categoria può risultare spesso arbitrario. Tuttavia, nello studio dei sistemi petroliferi, è spesso utile usare gli stadi più giovani dell'evoluzione di un bacino come criterio chiave di classificazione, siccome tali sistemi tendono a svilupparsi in ogni bacino durante gli ultimi stadi della sua evoluzione. La moderna e dettagliata tecnica di analisi delle sequenze stratigrafiche è uno strumento fondamentale per la valutazione economica di un bacino. Alcuni autori definiscono i limiti di una sequenza stratigrafica come una serie di superfici di discordanza regionali (*unconformity*) rispetto alla loro normale continuità, mentre altri autori preferiscono focalizzare l'attenzione sui cicli di trasgressione/regressione (*T/R cycles*). In ogni caso, le megasequenze tettonico-stratigrafiche a cui si fa riferimento in questo articolo sono la suddivisione più ampia per correlare la risposta stratigrafica all'evoluzione strutturale di un bacino (Sharland *et al.*, 2001). Comunemente, le superfici di discontinuità di tali megasequenze coincidono con cambiamenti globali da un regime tettonico a un altro e quindi possono anche corrispondere a superfici di discontinuità stratigrafica dei cicli di secondo ordine delle sequenze stratigrafiche.

## Tipi di bacini sedimentari

### Bacini dominati da estensione localizzati su litosfera rigida

*Fosse tettoniche.* Queste fosse allungate bordate da faglie dirette sono caratterizzate principalmente dalla presenza di sistemi di fosse asimmetriche (semi-graben) interrotti da diversi tipi di zone di trasferimento. Una singola struttura di semi-graben può dominare e/o essere parte di un sistema triplo, cioè di una configurazione a forma di stella spesso chiamata 'giunzione tripla' (per esempio la terminazione settentrionale della fossa del Reno). Il basamento sottostante è sempre coinvolto nella formazione dei rift, che sono comunemente, ma non sempre, associati a litosfera continentale in tensione e assottigliata (v. par. 1.4.1).

L'inventario e la classificazione dei rift attentamente realizzati da Sengör e Natal' in (2001) sono qui molto semplificati per differenziare i rift intraplacca associati alla presenza di punti caldi (*hot spots*) dai bacini transtensivi associati alla presenza di margini di placca trascorrenti e dai rift associati ai margini di placca orogenetici compressivi e alle relative aree di avampaese. È chiaro che i rift si trovano in un'ampia varietà di ambienti tettonici e di bacini; quelli attivi sono caratterizzati da elevata sismicità, alto flusso di calore e vulcanismo. Molti rift di età cenozoica



**fig. 3.** Bacini su litosfera rigida; la mappa mostra sia i margini passivi che i bacini cratonici. I sistemi di rift sono stati omessi perché non verrebbero rappresentati appropriatamente a questa scala.

mantengono la loro individualità; tuttavia, i più antichi rift precambriani e mesozoici e alcuni rift cenozoici sono stati coinvolti da eventi tettonici post-rifting; essi sono spesso sepolti sotto un consistente spessore di sedimenti deposti nel corso dell'evoluzione di diversi tipi di bacini.

Nelle regioni soggette a processi di distensione, la struttura interna del basamento cristallino e l'assetto strutturale delle megasequenze pre-rift rivestono un ruolo fondamentale, in quanto strutture più antiche possono essere riattivate durante o dopo i processi di rifting. Le megasequenze pre-rift si depositano in discordanza sul basamento e sono a loro volta ricoperte da una o più megasequenze sin-rift e da diverse megasequenze post-rift. Ciascuna di queste megasequenze può contenere rocce serbatoio e rocce madri, formando un sistema petrolifero limitato a una singola megasequenza oppure condiviso da megasequenze sovrastanti e sottostanti.

I depositi sin-rift di riempimento di bacino includono sedimenti sia continentali che marini, come pure di origine vulcanica.

I sedimenti continentali di sin-rift sono comunemente depositi clastici fluviali, ma sono gli orizzonti di ambiente lacustre a essere rocce madri prolifiche per l'accumulo di idrocarburi nei serbatoi adiacenti o sovrastanti (per esempio i bacini di Reconcavo e Tucano in Brasile). Nei sistemi di rift in ambiente marino le rocce madri possono essere fiancheggiate da scogliere localizzate su alti strutturali sia a letto sia a tetto delle faglie distensive, sollevamenti generati da strutture a domino o da faglie rotazionali o da sollevamenti isostatici del letto. Occasionalmente, depositi vulcanici di sin-rift possono contenere importanti serbatoi. Infine, depositi evaporitici di sin-rift sono associati a trappole che formano strutture diapiriche che influenzano le formazioni di sin-rift e di post-rift.

I depositi di sin-rift spesso mostrano geometrie di crescita sintettoniche, ossia divergenza e ispessimento degli strati, avvicinandosi al piano di faglia, sul blocco di tetto, e diminuzione dello spessore, o talvolta assenza, dei medesimi sedimenti sul blocco di letto (fig. 2 A). Tuttavia, con alti tassi di distensione, strati orizzontali poggiano sul blocco che immerge verso la faglia, oltre che sulla scarpata di faglia stessa del blocco di letto (fig. 2 B). A rigor di termini, tali riempimenti potrebbero essere accorpati ai depositi di post-rift, ma l'effetto della sedimentazione è tale da attenuare queste geometrie a beneficio di un accorpamento nelle megasequenze di sin-rift.

L'evoluzione che segue le fasi di rifting dei bacini varia in maniera considerevole, oscillando dal tardo sollevamento sin-rift e post-rift dei margini del rift stesso fino al sollevamento e alla parziale erosione di tutto il sistema ma, soprattutto, determinando anche l'ampia tipologia di bacini descritti successivamente. I bacini che si instaurano immediatamente sopra le zone di rift sono anche chiamati *sag basins* (bacini di avvallamento), mentre alcuni autori chiamano la combinazione dei bacini di

rift e di avvallamento con l'espressione *steer's head type basins* (bacini a testa di bue). Rift più antichi, che danno inizio alla formazione di bacini molto più complessi, verranno menzionati più avanti. Per una discussione più approfondita e specifica, si rimanda a Landon (1994).

**Margini passivi.** I margini passivi, chiamati anche margini divergenti o di tipo atlantico, sono di norma coniugati e/o direttamente relazionabili all'espansione degli oceani. Essi giacciono a cavallo tra la parte verso mare del basamento continentale e il lato verso terra del basamento oceanico, su un limite oceano-continente spesso mal definito dal punto di vista geologico. La fig. 3 mostra la distribuzione dei margini passivi e dei bacini cratonici, mentre la fig. 4 schematizza lo sviluppo di un

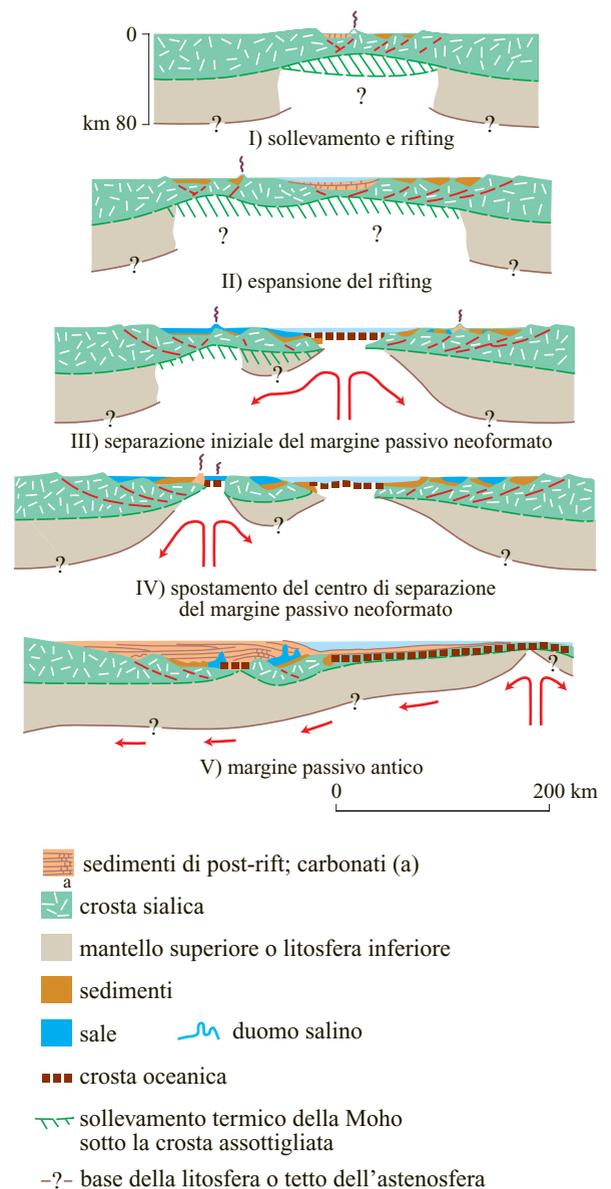
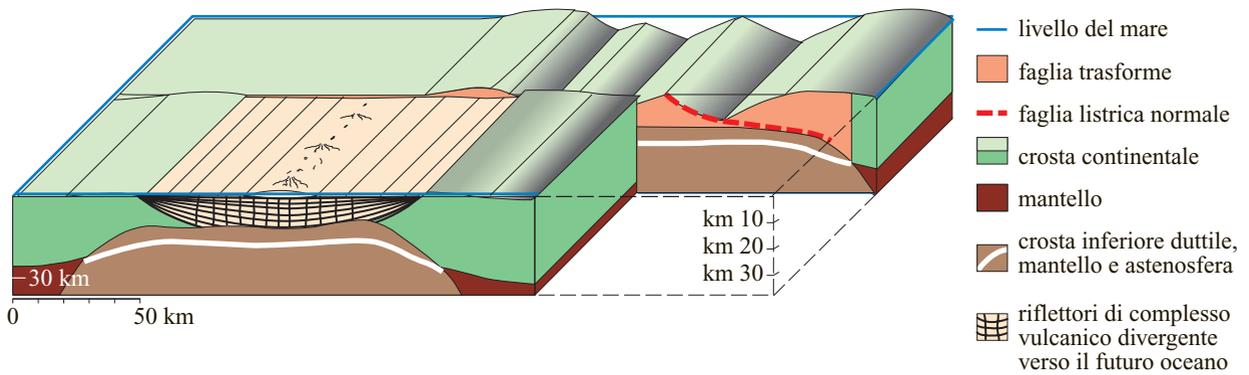


fig. 4. Evoluzione da un margine soggetto a rift a un margine passivo.



**fig. 5.** Collocazione dei riflettori divergenti in un margine vulcanico (linee più spesse), prima della rottura di un oceano. Per contro, si noti il margine soggetto a rift nella parte opposta della faglia trasforme.

margine passivo. In margini passivi i sistemi di rift sottostanti sono generalmente disposti parallelamente alla linea di costa, ma in alcuni importanti casi si dispongono sui rami abortiti, perpendicolari od obliqui, di giunzioni triple (per esempio la Fossa del Benue in Nigeria). Tutti i margini passivi sono associati alla frammentazione post-permiana del Pangea.

A partire dal Proterozoico, i margini passivi di tutte le età sono stati coinvolti nella deformazione di fasce orogeniche e in particolare nelle catene a falde e pieghe d'avampaese e nelle avanfosse associate. È lecito comparare e, in prima approssimazione, considerare allo stesso modo il termine obsoleto miogeosinclinale (o mioclinale) dei primi autori con il termine oggi in uso di margine passivo, sempre tenendo presente che la vecchia terminologia era concettuale e basata su un'inadeguata ricostruzione delle catene orogeniche.

Secondo studi recenti i margini passivi sono stati suddivisi in:

- margini legati a rift, che giacciono su crosta fortemente interessata da tettonica distensionale e da sistemi di rift associati. I depositi di riempimento di sin-rift possono essere di tipo continentale e/o marino;
- margini vulcanici, che si trovano su uno spesso cuneo di depositi vulcanici e sono caratterizzati (**fig. 5**) dalla presenza, nei profili sismici, di riflettori divergenti verso mare (SDR, Seaward Dipping Reflectors). In alcune occasioni i geologi del petrolio hanno confuso questi riflettori con sedimenti di sin-rift, portando alla perforazione di alcuni pozzi secchi;
- margini trasformati, divisi in margini transtensivi, caratterizzati da semi-graben transtensivi (per esempio la costa meridionale dell'Africa meridionale) e margini transpressivi, caratterizzati da pieghe formate in regime transpressivo (per esempio l'offshore del Ghana).

Lo sviluppo di tutti i tipi di margini passivi può essere riassunto sulla base del comune sviluppo delle megasequenze, modificato solo nel caso di specifiche differenze di ciascun tipo di margine. In questo modo una

megasequenza di sin-rift su un margine in rifting è sostituita e/o inclusa, su un margine vulcanico, da uno spesso cuneo di vulcaniti inclinato verso mare (v. ancora fig. 5). I modelli numerici suggeriscono che la subsidenza nei margini passivi è guidata dall'effetto combinato del raffreddamento del margine vulcanico/di rift, conseguente al movimento della crosta oceanica che si allontana dalla dorsale medio-oceanica più calda, e del carico sedimentario. I sistemi di fosse asimmetriche (semi-graben) legate alla transtensione comunemente si formano nei primi stadi evolutivi di un margine trasforme. Comunque, negli stadi evolutivi più avanzati dei margini trasformati si instaurano sforzi transpressivi caratterizzati da faglie inverse e, in misura minore, da flessurazione delle sequenze di bacino. La maggior parte dei margini passivi mostra una più o meno evidente superficie di discordanza regionale che separa i sottostanti depositi di sin-rift (e/o megasequenze vulcaniche) dalle megasequenze post-rift (o post-vulcaniche) sovrastanti. Alcuni autori definiscono questa superficie come *break-up unconformity* e la considerano come il punto che segna l'inizio dell'espansione oceanica e dell'associata subsidenza termica passiva del margine continente-oceano (v. par. 1.4.1). La sua età, in prima approssimazione, è la stessa del più antico basamento oceanico adiacente. Sui margini vulcanici risulta talvolta difficile differenziare il basamento vulcanico dal normale fondale oceanico.

La presenza o l'assenza di depositi evaporitici, e in particolare di sale, è importante per la valutazione economica di margini passivi. Il sale può formare parte dei depositi di riempimento di sin-rift ma, più comunemente, si deposita in bacini di avvallamento post-rift più vasti. La distribuzione originaria del sale stabilisce esattamente la portata della tettonica salina; più è ampia l'estensione areale del sale nel bacino, più è complessa la tettonica salina e maggiore è la probabilità di trovare trappole di idrocarburi associate al sale.

Sulla base del regime sedimentario dominante nelle fasi di post-rift, i margini passivi sono differenziati in

marginati da sedimenti clastici e margini misti carbonatico-clastici. La produzione di idrocarburi dai margini passivi carbonatici relativamente intatti è piuttosto limitata, mentre è maggiore dai margini in cui prevalgono depositi clastici. Le piattaforme carbonatiche più esterne, come quelle di Bahamas e Maldive, giacciono per lo più su crosta oceanica e quindi non sono incluse nei margini passivi convenzionali.

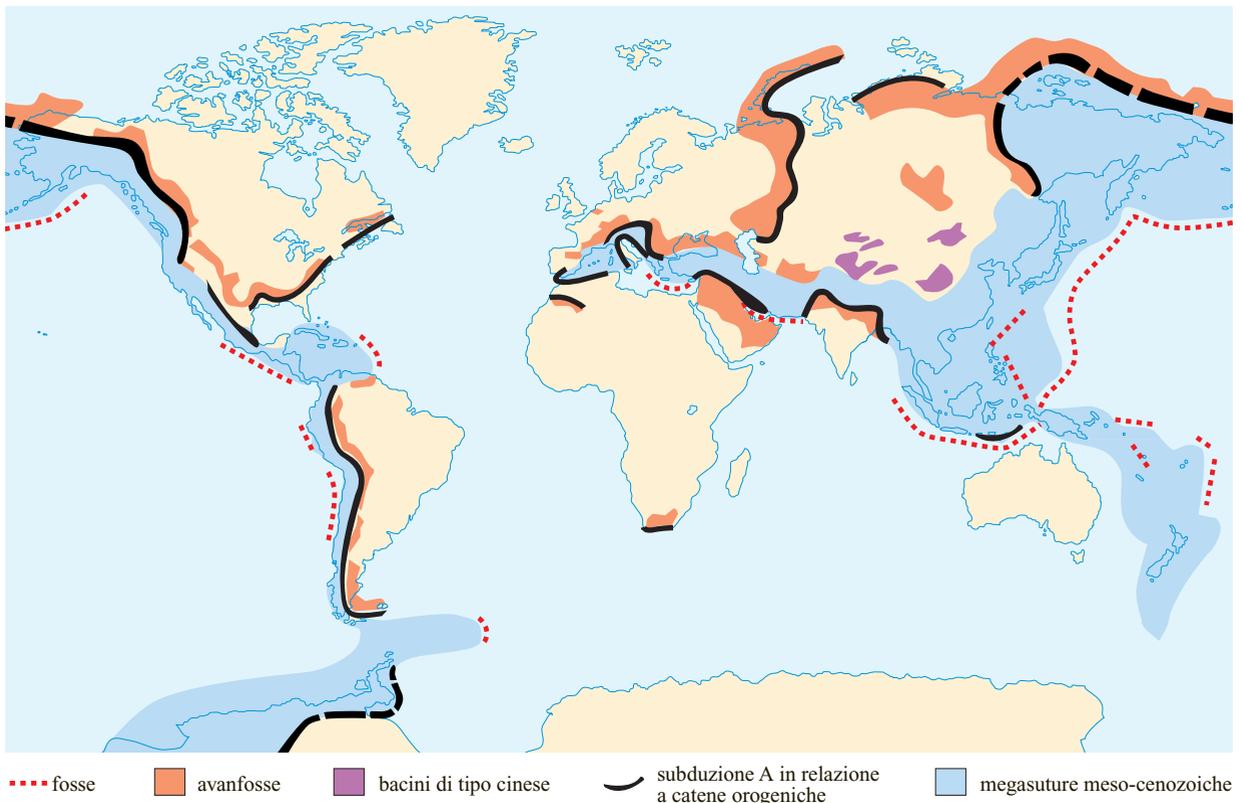
I megadelta e le corrispondenti conoidi di mare profondo costituiscono i termini estremi dei margini clastici che contengono alcune delle province petrolifere più prolifiche del mondo, come il Golfo del Messico, il Delta del Niger e il Delta del Nilo. Altri megadelta, come quelli del Rio delle Amazzoni, dello Zambesi e del Bengala, sono tuttora inesplorati. L'interesse dei megadelta è messo in risalto dalla presenza comune di rocce madri di origine marina e di grandi sistemi di faglie dirette di crescita sin-sedimentarie (*growth faults*), dovute al collasso gravitazionale associato alla migrazione dei depocentri deltizi. I depositi sabbiosi di delta e di acque più o meno profonde costituiscono buoni serbatoi per l'accumulo di idrocarburi se opportunamente coperti. L'importanza dell'esistenza di depositi argillosi e di tettonica salina nei megadelta è discussa in una serie di articoli di Edwards e Santogrossi (1990), Jackson *et al.* (1995), Cameron *et al.* (1999), Mohriak e Talwani (2000) e Arthur *et al.* (2003).

**Bacini oceanici.** A rigore di logica, qualunque trattazione sui bacini dovrebbe includere una sezione dedicata ai grandi bacini oceanici del mondo, della cui origine si è già brevemente accennato nell'introduzione. A eccezione dei margini passivi, tali bacini sono di scarso interesse economico per la geologia del petrolio. La crosta oceanica è solitamente ricoperta da uno strato relativamente sottile di fanghi che possono contenere livelli ricchi di sostanza organica, generalmente immatura, e, all'aumentare della distanza dal margine continentale, alcuni serbatoi arenacei significativi.

**Bacini cratonici.** I bacini cratonici o intracratonici (le sineclisi degli autori russi) si formano su litosfera continentale o in aree cratoniche (v. ancora fig. 3). Essi sono apparentemente semplici, ma le opinioni circa la loro origine variano ampiamente, riflettendo le differenti scuole di pensiero. Il termine cratone implica la stabilità di ampie piattaforme continentali. Si pensa che province di età precambriana particolarmente stabili possano essere associate a radici cratoniche galleggianti, stabili e profonde; tuttavia i bacini cratonici e gli adiacenti archi cratonici (le anteclisi degli autori russi) registrano ancora un significativo grado di instabilità. Alcuni fattori che influenzano questa instabilità includono fenomeni di risalita astenosferica, di estensione/rifting associati ad assottigliamento crostale e compressione intraplacca. La litosfera paleozoica e mesozoica è più sottile e più debole di quella precambriana (v. sopra) e

ciò distingue i bacini cratonici che giacciono su litosfera precambriana da quelli che giacciono su litosfera paleozoica o più giovane. Gli scudi precambriani sono vasti affioramenti di basamento cratonico in cui sono esposte rocce, in prevalenza ignee e metamorfiche, fortemente deformate (v. ancora fig. 1). Tutti i depositi sedimentari sovrastanti sono separati da superfici di discordanza che hanno un'estensione regionale. Occasionalmente, i residui di alcuni bacini proterozoici si trovano sotto queste superfici di discordanza. Le megasequenze paleozoiche e mesozoiche sovrastanti sono di interesse esplorativo in quanto contengono spesso rocce madri, rocce serbatoio e rocce di copertura. L'idea di megasequenze cratoniche correlabili su scala globale è stata sviluppata in origine da Sloss (1963, 1988), alle quali attribui i nomi di tribù indiane. Anche se l'effettiva correlabilità su larga scala delle megasequenze non può essere messa in discussione, rimane tuttavia aperto un dibattito sulla loro relazione con eventi tettonici globali e/o con cambiamenti locali del regime strutturale o ancora con variazioni eustatiche del livello marino o, più verosimilmente, con la combinazione di tutti questi fattori. Le megasequenze cratoniche in generale corrispondono ai cicli di secondo ordine identificati dagli studiosi di stratigrafia delle sequenze deposizionali; ciò indica che i loro limiti possono corrispondere alla riorganizzazione su scala globale delle maggiori placche tettoniche.

I bacini cratonici paleozoici dovrebbero essere visti nel contesto permo-triassico del Pangea, il quale mostra che, a eccezione del margine che si estende dall'Africa settentrionale all'Australia nord-occidentale, il supercontinente Pangea era circondato in larga parte da margini paleozoici attivi che hanno indebolito i margini dei cratoni precambriani adiacenti a queste catene orogeniche (Bally e Snelson, 1980). In particolare per l'America Settentrionale e Meridionale può essere logico desumere che, oltre ai processi di rifting proterozoici, nel Paleozoico sforzi compressivi intraplacca possano avere contribuito in maniera significativa alla formazione dei bacini e degli archi cratonici. Questa situazione può essere comparata con quella dell'Africa durante il Mesozoico, circondata da dorsali oceaniche in espansione associate alla frammentazione del Pangea, che ha portato alla formazione di diffusi sistemi di rift cratonici (Arthur *et al.*, 2003). Molti bacini cratonici dell'Europa centrale e occidentale (Ziegler, 1990; Balducci *et al.*, 2001) e della Siberia occidentale giacciono su una litosfera paleozoica relativamente assottigliata e instabile, facilitando la riattivazione, sia in distensione che in compressione, delle strutture sepolte del basamento. Un certo numero di bacini cratonici è inoltre caratterizzato da colate basaltiche largamente diffuse, forse dovute alla presenza in profondità di un hot spot (per esempio, la Piattaforma Siberiana e il Bacino Siberiano occidentale). Sulla base dell'età di messa in posto e



**fig. 6.** Bacini perisuturali.

della distribuzione, ciò può influenzare l'evoluzione termica del bacino. L'apparente semplicità dei bacini cratonici nasconde molte complessità dovute all'interazione della tettonica locale con la tettonica regionale che determina, a sua volta, l'evoluzione stratigrafica di questi bacini. Non è ragionevole, quindi, sviluppare un solo semplice modello idealizzato per i bacini cratonici o per i complementari archi cratonici. La differenziazione in megasequenze e/o in sequenze cratoniche di tipo Sloss (v. sopra) è utile per descrivere i sistemi petroliferi dei bacini cratonici. Comunque, è interessante notare che alcuni di questi bacini condividono le stesse rocce madri dei confinanti bacini di avampaese (per esempio alcune rocce madri paleozoiche dell'America Settentrionale), mentre altri bacini cratonici sviluppano essi stessi rocce madri (per esempio le rocce madri Bazhenov di età neocomiana, in Siberia occidentale).

Tre bacini cratonici particolarmente ben documentati ed esplorati sono il Bacino dell'Illinois (Leighton *et al.*, 1990), il Bacino di Parigi (Mégnién, 1980) e il Bacino della Germania nord-occidentale (Baldschuhn *et al.*, 2001).

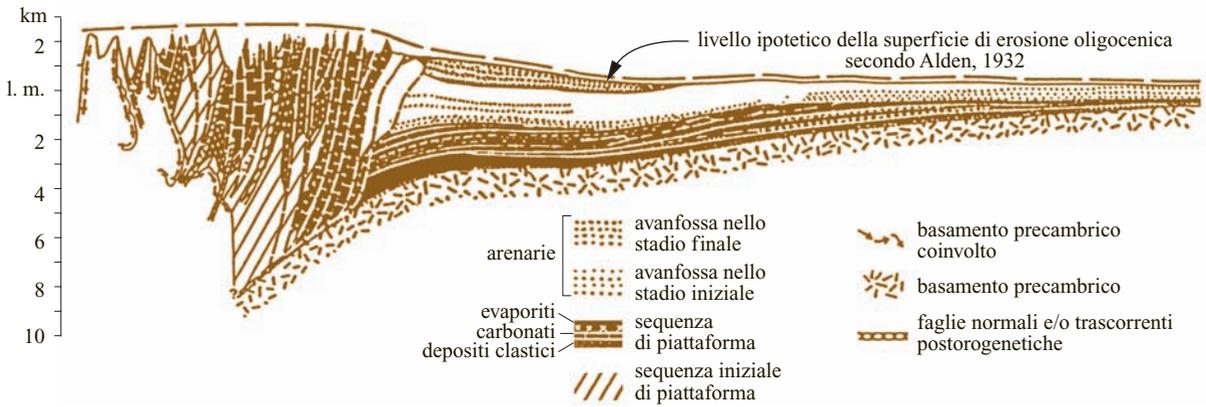
**Bacini perisuturali**

*Fosse oceaniche di mare profondo (deep sea trenches).* Le fosse oceaniche di mare profondo (**fig. 6**) sono

depressioni allungate immediatamente adiacenti ai prismi di accrezione e costituiscono la manifestazione diretta della subduzione di litosfera oceanica. Sono parzialmente riempite da sedimenti pelagici di mare profondo e da depositi torbiditici che stanno per essere incorporati nell'adiacente prisma di accrezione attivo. Queste fosse non sono di particolare interesse nella ricerca di idrocarburi; sono state invece prese in considerazione come depositi a lungo termine per lo stoccaggio di rifiuti radioattivi.

*Avanfosse (foredeeps) o bacini di avampaese (foreland basins) su litosfera rigida.* La transizione da subduzione oceanica a subduzione continentale si sviluppa in stadi graduali. Dapprima viene subdotta la crosta continentale assottigliata dei margini passivi, che preannuncia l'inizio della collisione continentale; segue un'evoluzione progressiva da fossa oceanica a uno stadio di bacino oceanico residuo, colmato da sedimenti clastici di acqua profonda, quindi a bacino di avampaese o avanfossa che a sua volta può, almeno in parte, essere incorporato nell'adiacente catena orogenica di avampaese (*foreland folded belt*) o essere frammentato in subbacini più piccoli a seguito del sollevamento del basamento nei settori di avampaese del cratone.

I bacini di avampaese sono in prima approssimazione equivalenti alle exogeosinclinali dei primi autori, anche se molti di essi limitavano il termine esclusivamente al cuneo clastico che giace sopra le megasequenze



**fig. 7.** Tipico bacino di avanfossa o avampaese (notare l'esagerazione verticale del profilo): Bacino del Canada occidentale, un'avanfossa mesozoica.

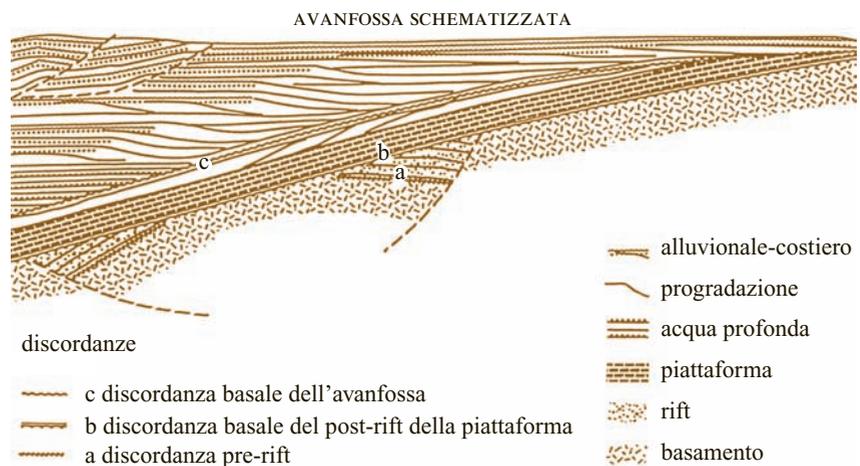
di piattaforma del margine passivo. In questo capitolo, le sottostanti megasequenze di piattaforma sono raggruppate in un'unica unità con le soprastanti megasequenze clastiche di avampaese. Ciò è preferibile in quanto nei bacini di avampaese i sistemi petroliferi coinvolgono completamente la successione sedimentaria del bacino stesso. Per la distribuzione dei bacini di avampaese, v. ancora fig. 6.

*Bacini oceanici residuali.* Sono bacini di transizione che si formano solitamente su crosta oceanica adiacente alle catene orogeniche. Un valido esempio è costituito dal Delta del Gange, sia nella parte su terra sia in quella in mare aperto. Questo delta è ancora poco esplorato e può avere un'importante potenziale di accumulo di idrocarburi. Anche il Mar Nero può essere considerato un ulteriore esempio di bacino oceanico residuale.

*Bacini di avampaese o avanfosse.* La formazione di questi bacini asimmetrici di flessurazione è dovuta al peso delle catene orogeniche adiacenti e/o alla trazione verso il basso (*slab pull*) indotta dalla parziale subduzione

dell'avampaese (**fig. 7**). Uno schema idealizzato di un bacino di avampaese (**fig. 8**) illustra alcune megasequenze significative che caratterizzano questi bacini. Il basamento può essere costituito da residui di catene montuose precambriane o paleozoiche peneplanate che oggi formano un cratone rigido ma inarcato. Esso è per lo più costituito da rocce intensamente deformate, in genere sedimenti soggetti a metamorfismo e intrusioni magmatiche. Il basamento può aver subito in fase iniziale processi di rifting che hanno portato alla formazione di un margine passivo, il quale attualmente costituisce una o più megasequenze di piattaforma.

Nella maggior parte delle avanfosse le megasequenze di ambiente di piattaforma sono residui preservati di piattaforme prossimali di margine passivo, a sedimentazione sia carbonatica che clastica. Spesso queste megasequenze contengono trappole stratigrafiche o stratigrafico-strutturali per l'accumulo di idrocarburi. Anche l'andamento delle isopache di piattaforma e la distribuzione delle facies sono spesso obliqui rispetto alla direzione



**fig. 8.** Diagramma idealizzato di un bacino di avampaese.

della catena adiacente; ciò permette di osservare negli affioramenti della catena orogenica emersa le variazioni stratigrafiche dei depositi di piattaforma. I carbonati di piattaforma e i depositi di scogliera delle avampose spesso contengono accumuli di idrocarburi prolifici. A causa dell'intrappolamento differenziale, nei bacini di avampaese i giacimenti di petrolio tendono a concentrarsi verso l'alto e quelli di gas verso il basso. I depositi clastici all'interno di sequenze di piattaforma derivano generalmente dai cratoni adiacenti, come evidenziato dalla progradazione verso le aree montuose. Di regola, le superfici di discordanza angolare che limitano le megasequenze di piattaforma e i limiti di megasequenze sviluppate nelle aree cratoniche limitrofe sono coeve.

L'importante superficie di discordanza regionale alla base delle avampose (*basal foredeep unconformity*) si forma inizialmente quando i sedimenti di mare profondo si sovrappongono in *onlap* sottomarino sul margine continentale esterno inarcato e subdotto. Al procedere della subduzione continentale, un basso rialzo periferico associato all'inarcamento della zona in subduzione induce un leggero sollevamento dei settori progressivamente più esterni. La migrazione del sollevamento crea una superficie di discordanza dinamica. Queste superfici di discordanza sono inclinate e troncano gli strati della piattaforma sottostante; in presenza di rocce di copertura, alla base del cuneo clastico soprastante, possono quindi dare luogo alla formazione di eccellenti trappole paleomorfologiche.

I depositi silicoclastici del cuneo clastico sono stati trasportati da sistemi fluviali originatisi nelle aree di catena emersa. Raggiunto il settore di avampaese, il sistema fluviale si riorganizza spesso in sistemi di drenaggio a decorso longitudinale che ridistribuiscono i sedimenti clastici lungo l'asse dell'avanfossa (per esempio il sistema del fiume Gange nell'India settentrionale). Nello schema rappresentato nella fig. 8 la sedimentazione nell'avampaese inizia con la deposizione di sequenze torbiditiche argillose di mare profondo che poggiano in *onlap* sulla superficie di discordanza basale dell'avanfossa. Nella terminologia classica questi depositi erano chiamati *Flysch*. Nel corso dell'evoluzione di un'avanfossa, ai depositi di mare profondo si sostituiscono sequenze di mare poco profondo costituite da depositi deltizi, sabbie di prodelta e sedimenti clastici grossolani, corrispondenti ai depositi di Molasse della terminologia classica.

Le avampose sono riempite prevalentemente da frammenti litici sabbiosi che derivano dallo smantellamento della vicina catena montuosa in sollevamento; le trappole di idrocarburi sono spesso associate all'assottigliamento progressivo (*pinchout*) di questi strati sabbiosi. Vi possono comunque essere anche trappole stratigrafiche costituite da depositi di sabbie quarzose ben sciacquate, di derivazione cratonica.

La strutturazione di catene orogeniche spesso coinvolge le adiacenti megasequenze di avanfossa e le sottostanti sequenze di piattaforma e, occasionalmente, il basamento (v. ancora fig. 7). Le sequenze di avanfossa vengono così incorporate nella catena a pieghe. In alternativa, parte delle sequenze clastiche di avanfossa può comunque depositarsi in trasgressione sui settori di catena adiacenti (per esempio il Bacino di Veracruz in Messico). In questo contesto, gli studi di De Celles e Giles (1996) hanno proposto un quadro più articolato di un sistema più ampio di bacino avampaese che include *i bacini di wedgetop*, le avampose e i depocentri che si sviluppano a tergo del rialzo periferico. I bacini di avampaese che si formano ai margini della catena a pieghe possono avere diverse configurazioni. I bacini di *wedgetop* (detti anche *piggy-back* o *bacini satellite*) si formano sulla cresta di fronti di accavallamento attivi durante la strutturazione della catena a pieghe e sono connessi con l'avanfossa adiacente. Poiché questi piccoli bacini alloctoni costituiscono parte del sistema petrolifero della catena a pieghe di avampaese, non saranno discussi in questo paragrafo. Sul lato dell'inarcamento periferico che volge verso il cratone si può formare un ampio depocentro; in base alla sua posizione questo depocentro può sia essere parte dei sistemi petroliferi dei bacini di avampaese, sia rientrare nel sistema petrolifero dei bacini cratonici adiacenti.

Le avampose comprendono gli accumuli di idrocarburi più prolifici del mondo, inclusi molti dei bacini del Medio Oriente. Rocce madri molto ricche in sostanza organica si trovano sia nelle sottostanti megasequenze di piattaforma, sia nelle soprastanti sequenze bacinali di avanfossa. Va evidenziato il fatto che, mentre in Medio Oriente le trappole di idrocarburi si trovano in carbonati mesozoici e cenozoici, nelle avampose distali in Venezuela e in Canada riserve delle stesse dimensioni sono contenute in trappole di sabbie bituminose (*Tar Sands*) e di oli pesanti (*Heavy Oil*). I sistemi petroliferi di avanfossa possono essere limitati a specifiche megasequenze di piattaforma o di avanfossa; tuttavia, spesso gli idrocarburi migrano dalla piattaforma sottostante attraverso la superficie di discordanza basale nei soprastanti depositi clastici, come nel caso precedentemente menzionato delle *Tar Sands*.

L'abbondanza di idrocarburi nelle avampose si spiega facilmente con l'asimmetria e le dimensioni di questi bacini, i quali, data la presenza di buone rocce madri, forniscono estesi tratti di portata per la maturazione della sostanza organica e l'accumulo di idrocarburi. In aggiunta agli idrocarburi convenzionali, i bacini di avampaese e i loro equivalenti bacini incorporati in catene a pieghe contengono la maggior parte delle riserve di carbone del mondo, cui va aggiunto il potenziale di generazione di gas naturale a partire dai depositi di carbone.

Sintesi ben documentate sulle avampose sono disponibili per il Medio Oriente (Sharland *et al.*, 2001), per i bacini di avampaese d'Europa (Masclé *et al.*, 1998) e per

i bacini del Canada occidentale (McQueen e Leckie, 1992; Mossop e Shetsen, 1994).

*Bacini di avampaese o avanfosse smembrati dal sollevamento del basamento.* Alcune avanfosse vengono distrutte dal sollevamento del basamento di avampaese a seguito del loro coinvolgimento nei processi orogenici. Le sequenze di piattaforma e il cuneo clastico di avanfossa soprastante vengono preservati nei bacini solamente tra le fasi di sollevamento. Tuttavia, un'ulteriore megasequenza si depositerà nei bacini residui e sui loro fianchi deformati. Per la maggior parte, questi depositi sono verosimilmente di tipo alluvionale, fluviale e lacustre, e spesso forniscono rocce madri di origine lacustre particolarmente ricche di idrocarburi, come le Green River Shales delle Montagne Rocciose negli Stati Uniti. Questa classe di bacini non solo eredita il contenuto petrolifero dei bacini da cui ha preso origine, ma possiede inoltre un sistema petrolifero di neof ormazione spesso molto produttivo. Buoni esempi di questi bacini sono il Green River Basin e lo Uinta Basin nelle Montagne Rocciose (Stati Uniti) e il Bacino di Maracaibo in Venezuela.

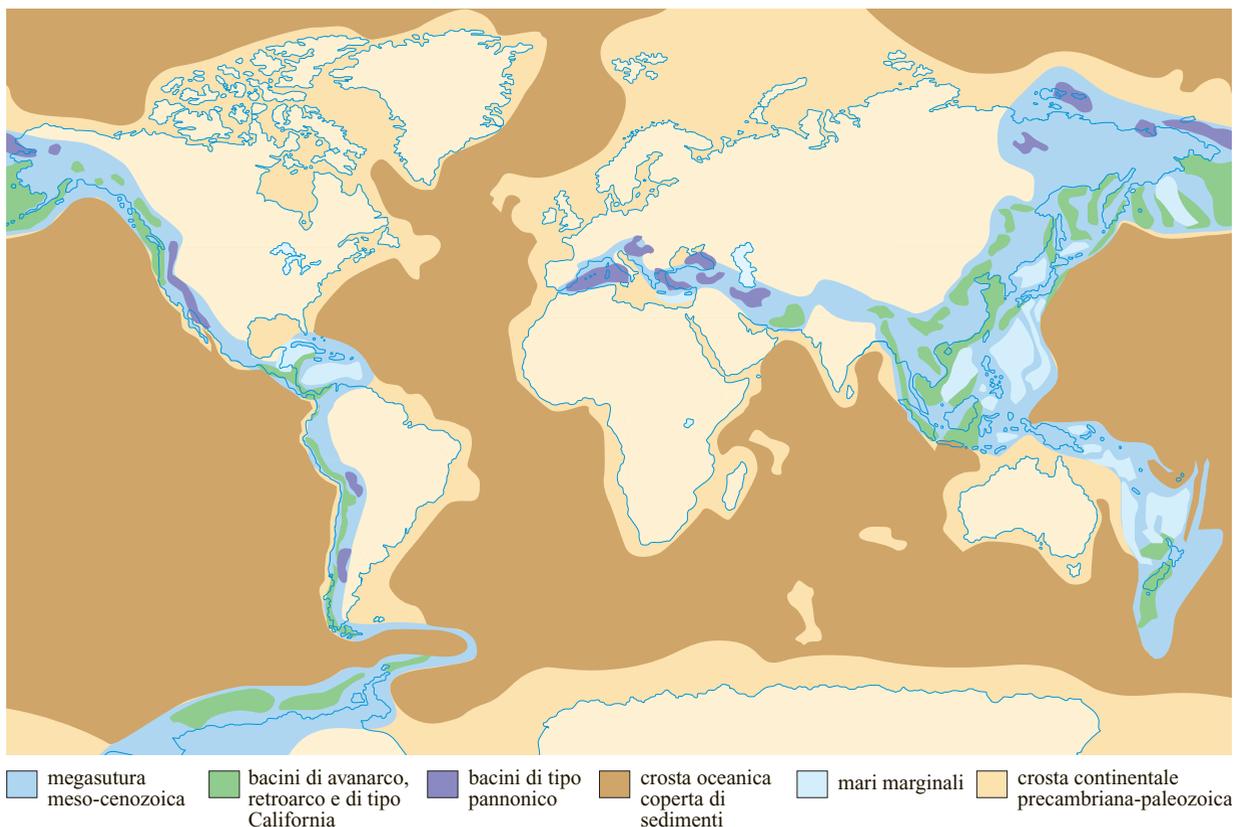
*Bacini dell'Asia centrale.* Nei paragrafi precedenti si sono elencati i diversi tipi di margini nei sistemi orogenici che illustrano come in Asia centrale il margine sia dato dall'irregolare inviluppo di intrusioni di età mesozoica e

cenozoica. Questa regione è anche caratterizzata dalla presenza di sollevamenti in regime transtensivo e transpressivo quali il Tien Shan e il Kuen Lu Shan e i bacini sedimentari di flessurazione a essi associati. Durante l'assemblamento del Pangea una vasta porzione dell'Asia centrale costituiva un margine attivo, dove molti sistemi di arco insulare e alcuni cratoni continentali minori si aggregavano a formare il basamento di numerosi bacini sedimentari. Il processo di accrezione, continuando verso sud nel Mesozoico, culminò nel Cenozoico con la collisione dell'India con l'Eurasia e con il sollevamento dell'altopiano tibetano. A nord di questo altopiano, in risposta alla continua compressione e all'impatto a lunga distanza tra India ed Eurasia, si formarono dorsali montuose e bacini sedimentari. I depositi di riempimento mesozoici e cenozoici di questi bacini sono esclusivamente di tipo continentale e comprendono rocce madri di origine lacustre. I serbatoi clastici derivano principalmente dallo smantellamento delle montagne vicine (Li Desheng, 1991).

### Bacini episuturali

*Bacini associati a subduzione oceanica e ad archi insulari.* Nella **fig. 9** è illustrata la distribuzione di alcuni di questi bacini.

*Bacini di avanarco (forearc basin).* Questi bacini si trovano tra il prisma di accrezione associato alla subduzione



**fig. 9.** Bacini episuturali.

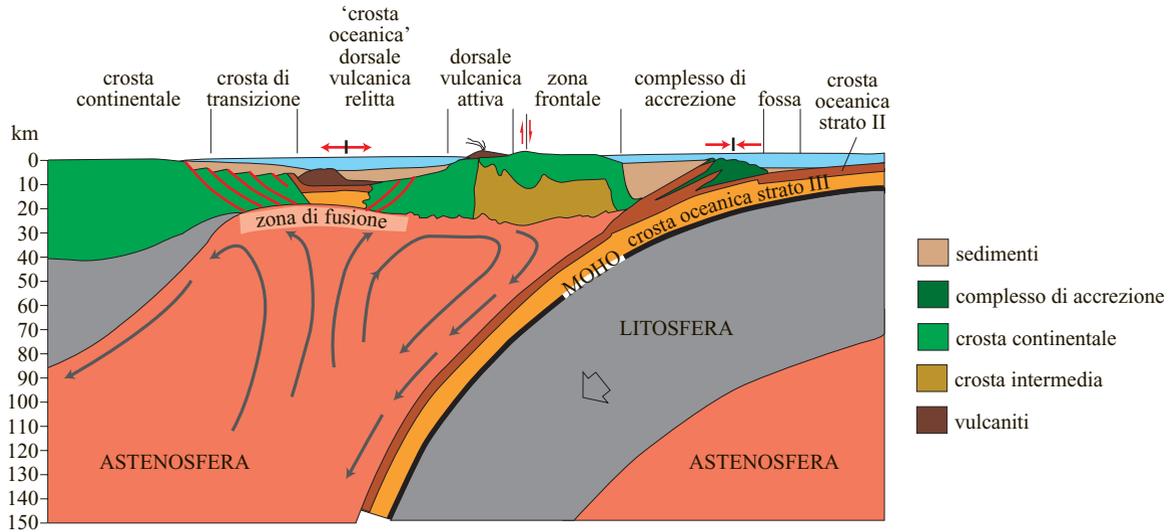


fig. 10. Diagramma idealizzato attraverso un arco insulare.

di crosta oceanica e l'arco vulcanico insulare (fig. 10). La maggior parte di questi bacini, avendo subito almeno in parte una compressione tettonica, fornisce anticlinali che costituiscono buone trappole per gli idrocarburi. I bacini di avanarco comprendono diverse megasequenze, delle quali quella situata più in basso fornisce, probabilmente, le rocce madri e quella più in alto contiene le rocce serbatoio. Una produzione commerciale da questo tipo di bacini è conosciuta per il Bacino di Talara (Perù) e per il Cook Inlet (Alaska). Alcuni bacini di avanarco possono essere dominati da strutture estensionali, altri sono interessati da fagliaitura trascorrente.

**Bacini di retroarco circumpacifici.** Molti bacini di retroarco sono pavimentati da crosta oceanica intrappolata oppure prodotta a seguito dell'apertura del retroarco (v. ancora fig. 10). In Giappone è nota un'insolita produzione di idrocarburi, dalla parte dell'arco vulcanico, in strutture a serbatoi clastici o di origine vulcanica, mentre è noto che una produzione molto consistente dalla parte del continente si trova in strutture in mare aperto in Indonesia, Vietnam, Cina meridionale e Sakhalin.

Le regioni di retroarco dell'Indonesia, della Malesia e del Golfo di Thailandia sono di maggiore interesse esplorativo (Hall e Blundell, 1996). Queste regioni si sono formate a seguito dell'azione reciproca di apertura del bacino del Mare della Cina meridionale e di subduzione della placca oceanica indiana. Il basamento di questi bacini, generalmente peneplanato, è costituito da sistemi di arco insulare più antichi. Seguono una o più megasequenze di sin-rift, prevalentemente continentali, che possono contenere orizzonti ricchi di sostanza organica di origine lacustre.

Su questi depositi di sin-rift si instaura la deposizione di una o più megasequenze di tipo marino e/o continentale, le quali forniscono ottimi serbatoi carbonatici e

clastici e, occasionalmente, rocce madri. Sforzi compressivi prolungati nel tempo possono portare all'inversione selettiva delle vecchie strutture di rift e alla formazione di catene più piccole, vergenti verso il bacino di retroarco; di conseguenza, alcuni bacini di retroarco spesso finiscono per essere bacini allungati flessurati tanto da rendere difficile separare la subsidenza dovuta al raffreddamento successivo alle prime fasi di rifting dalla subsidenza associata all'inarcamento del bacino verso l'arco, che può essere dovuta al flusso del mantello sottostante la regione di retroarco e/o al peso dell'arco vulcanico (v. par. 1.4.1).

**Bacini di retroarco associati a collisione continentale o bacini di collasso postorogenico.** Questi bacini oscillano da bacini generalmente oceanici a bacini transizionali e continentali, in funzione della natura del loro basamento e del grado di distensione a cui sono stati sottoposti. Soltanto i bacini di retroarco continentale presentano finora qualche interesse esplorativo per la geologia degli idrocarburi. Questi bacini si trovano a ridosso delle catene orogeniche e si sviluppano durante gli ultimi stadi evolutivi della catena. Il loro basamento è costituito da rocce sedimentarie e metamorfiche fortemente deformate, appartenenti alla catena a pieghe sepolta. A volte le megasequenze marine e continentali dei primi stadi di sin-rift possono fornire rocce madri; a queste megasequenze si sovrappongono quelle di post-rift, che possono contenere buoni serbatoi. Stadi tardivi compressivi possono portare alla parziale inversione di alcune strutture di rift che giacciono sotto questi bacini.

Un ottimo esempio per questa classe di bacini è costituito dal bacino pannonic-transilvaniano in Ungheria-Romania, associato alla collisione continentale alpina (Durand *et al.*, 1999). Qui il basamento è costituito principalmente dall'impilamento di falde di sovrascorrimento

alpine, estruse lungo complessi sistemi di faglie trascorrenti verso nord e verso est. Le strutture estensionali e transtensive presenti in questo bacino vengono generalmente messe in relazione all'arretramento della zona in subduzione (v. par. 1.4.1). Il sistema petrolifero è costituito da rocce madri, serbatoi e rocce impermeabili di copertura, contenuti nei successivi depositi neogenici di riempimento del bacino.

Una variante di bacino simile (v. ancora fig. 2A), ma in ambiente di cordigliera, è costituita dal Great Basin negli Stati Uniti occidentali che, in termini semplici, può essere visto come un diffuso sistema di rifting in regime transtensionale (Basin and Range), ubicato tra due zone di taglio regionali (la Faglia di San Andreas in California e la Fossa delle Montagne Rocciose in Canada). I sistemi petroliferi nel Great Basin sono molto complessi in quanto rocce madri ricche in idrocarburi si sono formate sia durante il riempimento del bacino in eventi distensivi, sia in depositi sepolti nella sottostante catena a pieghe di avampese. I serbatoi clastici dovrebbero derivare dallo smantellamento di dorsali limitrofe in sollevamento.

*Bacini associati a grandi sistemi di faglie trascorrenti.* I maggiori sistemi di faglie trascorrenti sono spesso associati ai limiti di placca trasforme, come la Faglia di San Andreas (California), la Alpine Fault (Nuova Zelanda) e la El Pilar Fault (Venezuela). I bacini sedimentari a essi associati sono relativamente piccoli e spesso molto complessi e comprendono bacini transtensivi di pull-apart (o rombosismi) e bacini transpressivi che includono l'inversione di vecchie strutture transtensive.

L'economic basement di questi bacini è costituito in prevalenza da prismi di accrezione, complessi di arco vulcanico e intrusioni. In alcuni casi i bacini giacciono su vecchie megasequenze di avancarco, a cui fanno seguito una o più megasequenze transtensive e/o transpressive. Gli elementi strutturali in molti di questi bacini sono tuttora attivi, come mostrano la continua attività sismica regionale e la convergenza degli strati sui fianchi di anticlinali in crescita nei depositi di età plio-pleistocenica (Ingersoll e Ernst, 1987; Scholl *et al.*, 1987; Biddle, 1991; Busby e Ingersoll, 1998).

Le rocce madri dei sistemi petroliferi nei bacini associati a zone di trascorrenza si trovano sia nelle prime sequenze bacinali di avancarco, sia nei bacini tardivi transtensivi e transpressivi. Un'unica roccia madre, deposta in ambiente costiero soggetto a forte risalita verso la superficie di acque oceaniche fredde, può essere condivisa da molti bacini e sub-bacini, come nel caso della Formazione di Monterey nella California meridionale. In questi bacini le rocce serbatoio sono prevalentemente di tipo clastico, derivate dallo smantellamento degli adiacenti complessi di rocce di arco vulcanico, e la deformazione fragile promuove sistemi di fratturazione che aumentano le potenzialità di accumulo di idrocarburi nei serbatoi.

## Conclusioni

Il raggruppamento in classi dei bacini sedimentari dovrebbe essere incentivato dalla necessità di estrapolare generalizzazioni utili per lo studio dei bacini meno esplorati, basate sulle esperienze effettuate in altri contesti simili. I geologi sanno che l'uso delle analogie ha qualche fondamento. Tuttavia, vi sono forti restrizioni nell'impiego della statistica esplorativa e produttiva, derivante da bacini apparentemente simili, a supporto di previsioni di carattere economico in bacini meno esplorati. È facile dimostrare che la ricchezza (ossia le riserve effettive di idrocarburi o il volume di sedimentato per unità di area) di un dato tipo di bacino può variare moltissimo anche nel caso di bacini che ricadono nella stessa classe. Alcuni dei più ricchi bacini del mondo, come i bacini di Los Angeles, di Ardmore, di Maracaibo e di Sumatra, presentano una combinazione del tutto unica di rocce madri, rocce serbatoio e rocce di copertura e un'evoluzione che nell'insieme non può essere replicata altrove in maniera soddisfacente (Bally e Snelson, 1980).

I geologi del petrolio continuano tuttavia a comparare e analizzare i bacini sedimentari per scoprire e/o comprendere i sistemi petroliferi. Le rocce madri e i serbatoi in bacini poco o del tutto inesplorati sono scarsamente conosciuti, ma spesso lo studio di situazioni analoghe in bacini simili può essere utile per supportare un play non ancora verificato, ossia il modello di partenza. L'utilizzo delle analogie resta tuttavia molto limitato, come si evince dalla generale osservazione che nuovi play, spesso determinati dalla scoperta di grandi giacimenti, sorprendentemente non combaciano con nessun altro. Questo è particolarmente vero per le trappole stratigrafiche poco definite e per le trappole combinate stratigrafico-strutturali. D'altra parte, a seguito della scoperta di un nuovo play è sicuramente logico usare i parametri di indagini precedenti per ridurre i rischi dell'esplorazione.

In realtà, su scala mondiale, la maggior parte delle principali riserve di idrocarburi, a terra e in prossimità della costa, è stata trovata in settori prossimi (in un raggio di circa 200 km) alle manifestazioni di olio di superficie già note nel 20° secolo (Höfer, 1909). Nel corso degli anni, tecnologie sempre più sofisticate hanno reso migliore la definizione degli obiettivi strutturali più importanti. Solo negli ultimi decenni si è verificata una spinta sempre maggiore verso la comprensione del contesto in cui i bacini sedimentari si sviluppano nella loro globalità (Mégnien, 1980; Mossop e Shetsen, 1994). Per il geologo degli idrocarburi l'analisi di un bacino dovrebbe, in definitiva, sempre e in primo luogo essere basata sulla migliore risoluzione sismica possibile, la quale sarà particolarmente utile nella definizione di nuovi tipi di trappole stratigrafiche.

**Bibliografia citata**

- ARTEMIEVA I.M., MOONEY W.D. (2002) *On the relations between cratonic lithosphere thickness, plate motions, and basal drag*, «Tectonophysics», 358, 211-231.
- ARTHUR T.J. *et al.* (edited by) (2003) *Petroleum geology of Africa. New themes and developing technologies*, London, Geological Society.
- BALDSCHUHN R. *et al.* (2001) *Geotektonischer Atlas von Nordwest Deutschland und dem Deutschen Nordsee-Sektor*, Hannover, Schweizerbat, 3 Cd-Rom.
- BALLY A.W., SNELSON S. (1980) *Realms of subsidence*, in: Miall A.D. (edited by) *Facts and principles of world petroleum occurrence*, Calgary, Canadian Society of Petroleum Geologists, 9-94.
- BIDDLE K.T. (edited by) (1991) *Active margin basins*, Tulsa (OK), American Association of Petroleum Geologists.
- BUSBY C.J., INGERSOLL R.V. (edited by) (1998) *Tectonics of sedimentary basins*, Cambridge (MA), Blackwell.
- CAMERON N.R. *et al.* (edited by) (1999) *The oil and gas habitats of the South Atlantic*, London, Geological Society.
- DE CELLES P.G., GILES K.A. (1996) *Foreland basin systems*, «Basin Research», 8, 105-123.
- DURAND B. *et al.* (edited by) (1999) *The Mediterranean basins. Tertiary extension within the Alpine orogen*, London, Geological Society.
- EDWARDS J.D., SANTOGROSSI P.A. (1990) *Divergent/passive margins*, Tulsa (OK), American Association of Petroleum Geologists.
- FOSTER N.H., BEAUMONT E.A. (compiled by) (1987) *Geologic basins I. Classification, modeling and predictive stratigraphy*, Tulsa (OK), American Association of Petroleum Geologists, 2v.
- HALL R., BLUNDELL D.J. (edited by) (1996) *Tectonic evolution of Southeast Asia*, London, Geological Society.
- HÖFER H. (1909) *Die Geologie, Gewinnung und der Transport des Erdöls*, in: Engler C., Höfer H. (hrsg. von), *Das Erdöl*, Leipzig, S. Hirzel, 2v.; v. I.
- INGERSOLL R.V., ERNST W.G. (editors) (1987) *Cenozoic basin development of coastal California*, Englewood Cliffs (NJ), Prentice Hall.
- JACKSON M.P.A. *et al.* (edited by) (1995) *Salt tectonics. A global perspective*, Tulsa (OK), American Association of Petroleum Geologists.
- LANDON S.M. (edited by) (1994) *Interior rift basins*, Tulsa (OK), American Association of Petroleum Geologists.
- LEIGHTON M.W. *et al.* (edited by) (1990) *Interior cratonic basins*, Tulsa (OK), American Association of Petroleum Geologists.
- LI DESHENG (1991) *Tectonic types of oil and gas basins in China*, Beijing, Petroleum Industry Press.
- MCQUEEN R.W., LECKIE D.A. (edited by) (1992) *Foreland basins and folded belts*, Tulsa (OK), American Association of Petroleum Geologists.
- MASCLE A. *et al.* (edited by) (1998) *Cenozoic foreland basins of Western Europe*, London, Geological Society.
- MÉGNIEN C. (coordonné par) (1980) *Synthèse géologique du Bassin de Paris*, Orléans, Bureau de Recherches Géologiques et Minières, 101-103.
- MOHRIAK W., TALWANI M. (2000) *Atlantic rifts and continental margins*, Washington (DC), American Geophysical Union.
- MOSSOP G., SHETSEN I. (1994) *Geological atlas of the Western sedimentary basin*, Calgary, Canadian Society of Petroleum Geologists; Edmonton, Alberta Research Council.
- SCHOLL D.W. *et al.* (edited by) (1987) *Geology and resource potential of the continental margin of North America and adjacent ocean basins-Beaufort Sea to Baja California*, Houston (TX), Circum-Pacific Council for Energy and Mineral Resources.
- SENGÖR A.M.C., NATAL'IN B.A. (2001) *Rifts of the world*, in: Ernst R.E., Buchan K.L. (edited by) *Mantle plumes. Their identification through time*, Boulder (CO), Geological Society of America, 389-482.
- SHARLAND P.R. *et al.* (2001) *Arabian plate sequence stratigraphy*, Manama (Barhain), Gulf PetroLink.
- SLOSS L.L. (1963) *Sequences in the cratonic interior of North America*, «Geological Society of America. Bulletin», 74.
- SLOSS L.L. (edited by) (1988) *Sedimentary cover-North American craton: US*, Boulder (CO), Geological Society of America.
- ZIEGLER P.A. (1990) *Geological atlas of Western and Central Europe*, The Hague, Shell International Petroleum Maatschappij.

ALBERT BALLY

Department of Earth Science  
 Wiess School of Natural Sciences  
 Houston, Texas, USA

### 1.4.3 Formazione e distribuzione delle rocce madri

Possiamo definire sistema petrolifero un bacino sedimentario, o una sua parte, in cui si combinano tutti gli elementi e i processi che contribuiscono alla formazione di accumuli di olio e di gas (Magoon e Dow, 1994). Tra gli elementi necessari figurano le rocce madri, le vie di migrazione, le rocce serbatoio, le rocce di copertura impermeabili e le trappole. I processi coinvolti comprendono la formazione di idrocarburi, come risultato di una particolare storia di seppellimento e di variazioni termiche della roccia madre, la migrazione efficiente dei prodotti generati attraverso rocce serbatoio e vie di migrazione permeabili, quali unità sedimentarie porose, rocce fratturate o faglie, la concentrazione del flusso di idrocarburi verso elementi strutturali o stratigrafici che funzionino come trappole in cui gli idrocarburi si accumulano, e infine i meccanismi di conservazione e/o alterazione degli idrocarburi nei reservoir nel corso delle ere geologiche, dal loro accumulo fino a oggi.

In questo quadro, la roccia madre rappresenta di fatto un elemento chiave, essendo l'agente geologico che introduce nel sistema l'olio e il gas che genereranno gli accumuli di idrocarburi. Da questo punto di vista, la natura della roccia madre è un fattore critico nell'analisi del rischio delle campagne di esplorazione. Di conseguenza, la geologia e la geochimica delle rocce madri sono state oggetto di grande interesse e attività di ricerca, allo scopo di fornire agli esperti di esplorazione dati il più possibile attendibili, in modo da ridurre al minimo le incertezze circa la presenza, la collocazione stratigrafica, la distribuzione spaziale e lo spessore delle rocce madri e di determinarne il potenziale petrolifero all'interno di un'area da esplorare. Le conoscenze risultanti costituiscono una base importante per qualsiasi tentativo plausibile di analisi di rischio e di valutazione economica di una ricerca.

Questo paragrafo intende esaminare la nozione di roccia madre attraverso una disamina della formazione, dell'ambiente di deposizione, dell'ambiente naturale e della distribuzione stratigrafica di questo tipo di rocce.

#### Formazione delle rocce madri

Una roccia madre è una unità sedimentaria che ospita una quantità notevole di materia organica fossilizzata, incorporata nel sedimento all'epoca della deposizione. Con il seppellimento, e la successiva storia termica,

questa materia sedimentaria organica subisce poi processi di cracking termico e genera olio e gas (Hunt, 1995; Tissot e Welte, 1984). La materia organica sedimentaria deriva principalmente da alghe, batteri e piante superiori, che nel loro insieme formano la maggior parte della biomassa del nostro pianeta (Tyson, 1995). Affinché una roccia si possa definire roccia madre, il suo contenuto in materia organica deve rappresentare almeno l'1-2% del peso della roccia stessa (Bordenave, 1993). Questo tipo di roccia è tutt'altro che comune e la sua formazione richiede condizioni molto particolari. Tali condizioni, sulle quali si è molto discusso negli ultimi decenni, comprendono sia la produttività della biomassa, in quel luogo, e la conservazione dei residui organici, molto favorita in regimi anossici, sia la modalità del trasporto della materia organica dal luogo di produzione biologica al deposito sedimentario, e la distanza coperta. Una delle questioni più controverse è centrata sull'importanza relativa attribuita alla produttività primaria rispetto all'assenza di ossigeno.

Una scuola di pensiero ha sostenuto che l'accumulo di materia organica in ambiente marino è legato alla elevata produttività organica nella zona eufotica (per esempio, nelle zone di correnti marine ascendenti), e che l'assenza di ossigeno nelle acque profonde sia in effetti una conseguenza di questa produttività (Calvert e Pedersen, 1992).

Altri autori hanno preso in considerazione il fatto che il principale fattore che controlla l'accumulo organico è la presenza di acqua di fondo priva di ossigeno, che favorisce la conservazione della materia organica, indipendentemente dalla produttività (Demaison e Moore, 1980; Tyson, 1995).

Attualmente sta emergendo da questa controversia una visione più condivisa, in cui si riconosce che entrambe le situazioni possono contribuire al fenomeno e che, cosa più importante, esse sono spesso interdipendenti. È stata inoltre avanzata l'ipotesi che altri fattori possano influenzare il processo di formazione di sedimenti ad alto contenuto di materia organica, quali:

- il ruolo dei biopolimeri ad alta resistenza, derivati sia da alghe (Largeau *et al.* 1990) sia da piante superiori (De Leeuw e Largeau, 1993). La materia organica viene conservata meglio nel caso in cui derivi da popolazioni specifiche di bio-organismi che contengono grandi quantità di queste sostanze. Esempi estremi di questi processi sono rappresentati dalle rocce organiche compatte come *torbanites*, costituite esclusivamente dai

resti resistenti fossilizzati di alghe Clorococcali (*Botryococcus*), e dal carbone fossile bituminoso, formato soltanto da resti di spore;

- la protezione dei composti organici attraverso l'assorbimento in argilla, che comporta un impedimento sterico che non permette la degradazione della materia organica associata al minerale (Hedges *et al.*, 2001).

*Produttività organica.* Affinché si possano accumulare in un sedimento quantità significative di materia organica, l'ambiente in cui ha luogo la deposizione deve essere associato a un ecosistema che produca una quantità sufficiente di biomassa (Pedersen e Calvert, 1990). In effetti, è ben documentato che, negli oceani, la attuale distribuzione di sedimenti recenti ad alto contenuto organico corrisponde alle aree di elevata produzione di plancton (Huc, 1988b). La produzione di materia organica primaria si basa principalmente sulla fotosintesi che ha luogo sulla terraferma e all'interno dello strato eufotico delle masse d'acqua (fino a  $\approx 100$  m di profondità). In generale, una piccola percentuale della materia organica prodotta attualmente sulla superficie terrestre ( $\approx 0,5\%$ ) sfugge al ciclo biologico nella terraferma e finisce in mare, dove una parte può infine accumularsi in ambienti costieri. Di conseguenza, è più probabile trovare accumuli di materia organica terrestre alle foci dei fiumi; in particolari condizioni sedimentarie e climatiche, il delta dei fiumi rappresenta un ambiente unico, poiché vi si può accumulare una grande quantità di argille ricche in contenuto organico e carboni come risultato della produzione *in situ* (o in aree prossimali) di biomassa. Sulla terraferma, si trovano alte produttività in regioni molto piovose, per cui la distribuzione geografica del carbone è stata posta in relazione con la distribuzione della piovosità (McCabe e Parrish, 1992). Una tale situazione favorisce anche un intenso deflusso superficiale e un incremento dell'apporto di materia organica di origine terrestre verso i mari e i laghi adiacenti.

La fotosintesi acquatica è controllata principalmente dalla disponibilità locale di sostanze nutritive, quali i fosfati e i nitrati, e/o di micronutrienti come il ferro nella zona fotica. La crescita del fitoplancton porta a un rapido impoverimento di sostanze nutritive nelle acque superficiali. Le sostanze nutritive vengono esportate verso le acque sottostanti a causa del loro rilascio durante la decomposizione della materia organica in via di deposizione. Una produttività elevata di plancton si ha quindi solo in zone specifiche in cui queste sostanze nutritive possono essere rimpiazzate abbastanza velocemente. Questo tipo di situazione si può incontrare nei mari e nei laghi intracratonici, o in zone prossime alla costa, dove i fiumi possono fornire le sostanze nutritive originate dal deflusso superficiale continentale, convogliando i prodotti della disgregazione chimica delle rocce. Si ha una elevata produttività anche in aree in cui la risalita di correnti profonde oceaniche (upwelling) consente il ritorno

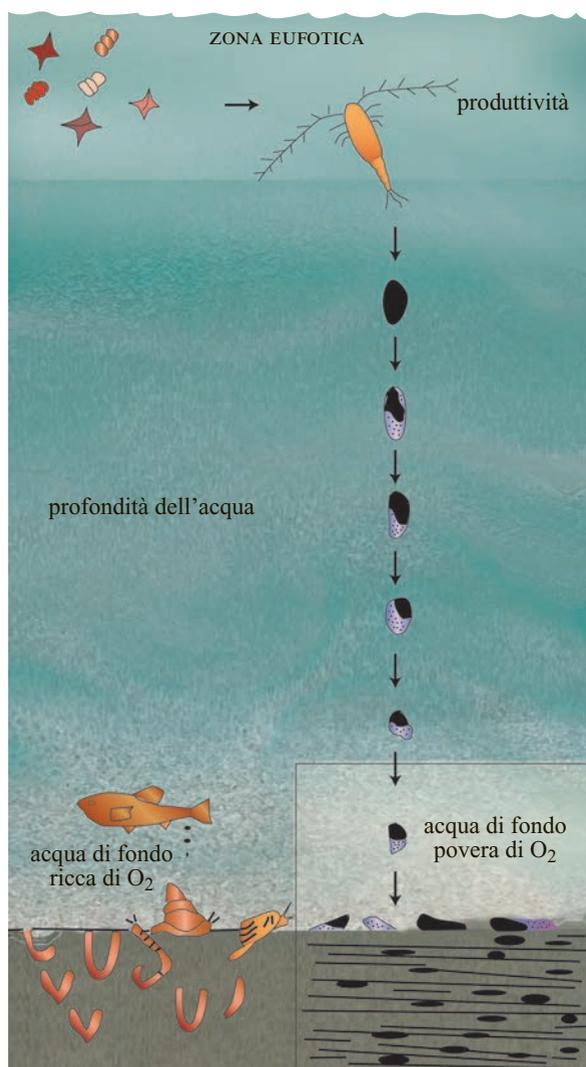
dei nutrienti alla zona fotica. Per esempio, una produttività elevata viene stimolata da correnti di risalita in prossimità delle coste, in zone in cui le acque superficiali povere di sostanze nutritive vengono spinte al largo dal vento e dalle correnti, consentendo la loro sostituzione con acque di provenienza profonda ricche di sostanze nutritive. È noto che sedimenti recenti deposti in presenza di correnti ascendenti prossime alla costa molto attive (per esempio al largo della Namibia e del Perù) sono ricchi di materia organica. La Formazione di Monterey (Miocene della California) e la Formazione della Fosforia (Permiano degli Stati Uniti centro-occidentali) sono esempi di rocce madri deposte in paleoambienti caratterizzati da correnti di risalita.

*Conservazione della materia organica.* I tessuti viventi sono formati dall'assemblaggio di biomolecole, che sono termodinamicamente instabili. Appena tali molecole cessano di essere coinvolte nei processi legati alla vita, quando cioè sono secrete o espulse, o dopo la morte dell'organismo, tendono a perdere la loro integrità e possono alla fine trasformarsi in composti semplici e più stabili, come  $\text{CO}_2$ ,  $\text{H}_2\text{O}$ ,  $\text{CH}_4$ ,  $\text{NH}_4^+$ , ecc. Questa degradazione può dipendere da processi fisico-chimici (ossidazione, fotolisi, ecc.), ma è prodotta principalmente attraverso processi biologici.

La materia organica è in effetti una sorgente fondamentale di sostanze nutritive e di energia per gli organismi viventi eterotrofi, inclusi i consumatori (zooplancton, necton, zoobenthos, animali terrestri, insetti e animali fossori) e i decompositori (comunità microbiche). I processi che presiedono alle modificazioni e la loro efficienza, come anche i prodotti finali derivanti dalla decomposizione della materia organica, sono controllati in gran parte dalla disponibilità di accettori di elettroni. La presenza di un'adeguata concentrazione di ossigeno (atmosferico o disciolto in acqua) garantisce un ambiente adatto alla vita a moltissimi organismi, dai microbi aerobi agli animali superiori. In questa situazione, l'intero processo di decomposizione corrisponde a una ossidazione in cui l'ossigeno molecolare funge da accettore di elettroni.

In assenza di ossigeno molecolare, i microrganismi anaerobi utilizzano i nitrati, e successivamente i solfati, come sorgente di ossigeno per ossidare la materia organica. Alla fine, quando l'ambiente è completamente privo di ossidanti ( $\text{O}_2$ ,  $\text{NO}_3^-$ ,  $\text{SO}_4^{2-}$ ), ha luogo una degradazione fermentativa, che utilizza la materia organica stessa come accettore di elettroni; nello stesso tempo si verifica una produzione di metano attraverso riduzione di  $\text{CO}_2$  e acetato.

La degradazione provocata da organismi aerobi è di gran lunga il processo più efficiente per la decomposizione della materia organica e risulta intensificata dalla decomposizione meccanica ed enzimatica dei tessuti, dovuta al consumo e alla digestione da parte di organismi superiori. Per il sostentamento di meio- e macrobenthos



**fig. 1.** Visione schematica degli ambienti deposizionali in cui sono evidenziati i principali fattori di controllo del processo di formazione di sedimenti ricchi di materia organica: produttività primaria, profondità dell'acqua e ricchezza o carenza di ossigeno dell'acqua in profondità.

è necessaria una concentrazione minima di ossigeno disciolto, pari a 0,1 ml/l (Savrda *et al.*, 1984).

Negli ambienti di fondo oceanico ossigenati, una percentuale significativa di materia organica viene consumata dalla fauna bentonica sul fondale e dagli organismi fossori nei sedimenti prossimi alla superficie. Inoltre, l'attività degli animali che vivono sui fondali dà luogo a un rimescolamento dello strato superiore del sedimento (bioturbazione) che aumenta significativamente il tempo di esposizione ai processi di decomposizione. L'attività di scavo mantiene inoltre attiva una circolazione d'acqua che rifornisce di accettori di elettroni (ossigeno disciolto, solfati) i pori del sedimento, alimentando così

la degradazione batterica ossidativa della materia organica (**fig. 1**).

Questi ultimi processi non hanno luogo negli ambienti privi di ossigeno (anossici) poiché, appena si esaurisce la disponibilità di ossigeno molecolare, nessun organismo superiore ai batteri può sopravvivere (Savrda *et al.*, 1984). Le condizioni di assenza di ossigeno sono tossiche per la fauna del meio- e macrobenthos, compresi gli organismi fossori; ciò comporta la formazione di sedimenti laminati indisturbati in cui la circolazione d'acqua è molto limitata (v. ancora fig. 1). In questo genere di ambiente, la conservazione organica viene incrementata dall'assenza di organismi bentonici che si cibano di rifiuti e dalla limitata disponibilità di accettori di elettroni nel sedimento (Demaison e Moore, 1980). La durata dell'esposizione a un ambiente ossigenato è stata riconosciuta come fattore della massima importanza per la preservazione della materia organica nella sequenza sedimentaria e ha dato luogo alla definizione del concetto di 'tempo di esposizione all'ossigeno' (Van Mooy *et al.*, 2002).

È importante notare, però, come la carenza di ossigeno non definisca di per sé un ambiente di deposizione, ma costituisca piuttosto il risultato dello squilibrio tra il consumo e l'apporto di ossigeno molecolare. Il consumo è controllato dall'ossidazione della materia organica da parte degli organismi aerobi, mentre l'apporto è controllato dall'efficienza del trasferimento all'ambiente in questione, mediante diffusione o convezione, dell'ossigeno atmosferico, che rappresenta l'unica sorgente di ossigeno molecolare.

Gli ambienti deposizionali soggetti ad anossia corrispondono sia ad aree di elevata produttività, nelle quali la richiesta di ossigeno è alta a causa dell'ossidazione di grandi quantità di materia organica in via di seppellimento, sia a situazioni caratterizzate da una circolazione limitata di acque superficiali ricche di ossigeno (in contatto con l'atmosfera) verso il fondo, a causa di caratteristiche geomorfologiche come bacini a circolazione ristretta (*silled basins*), bacini profondi e stretti o stratificazioni d'acqua. Queste ultime derivano dalla presenza di diverse masse d'acqua con contrasti di densità molto netti (acqua dolce sovrastante acqua salata più densa o acqua calda sovrastante acqua fredda più densa).

I sistemi caratterizzati da correnti fredde che risalgono verso la superficie forniscono esempi di condizioni anossiche causate dalla produttività. Il livello elevato di produzione organica favorisce la formazione di un nucleo sottostante anossico, che con il tempo genera sulla piattaforma continentale una situazione particolarmente favorevole alla deposizione di rocce madri. In queste zone, l'ingresso di grandi masse di materiali organici biosintetizzati si accompagna alla loro conservazione in acque profonde prive di ossigeno (Demaison e Moore, 1980).

Bacini a circolazione ristretta intracratonici, depressioni su piattaforme carbonatiche, bacini lunghi e stretti

e bacini di rift lunghi e profondi sono esempi di contesti geomorfologici che determinano circolazioni d'acqua stagnanti. Questo tipo di situazione limita il rilascio di ossigeno molecolare all'interno della massa d'acqua.

Il Mar Nero è l'esempio di una situazione in cui acqua dolce di bassa densità, proveniente dai fiumi, giace sopra ad acqua di mare salata, più densa. Ciò provoca una stratificazione di densità che ostacola il rinnovamento di ossigeno nelle acque profonde e che determina anossia. A causa dei loro regimi climatici, i laghi che si trovano a basse altitudini mostrano spesso stratificazioni d'acqua dovute alle differenze di temperatura tra le acque superficiali calde e quelle profonde fredde.

Su scala globale, specifici intervalli temporali noti come eventi oceanici di anossia (OAE) corrispondono a episodi rilevanti per la deposizione su grandi estensioni di sedimenti ricchi di materiali organici (Arthur e Schlanger, 1979). Per esempio, alcuni OAE risultano ben definiti e identificabili durante il Cretaceo: OAE 1a (Aptiano inferiore), OAE 1b (Aptiano superiore-Albiano inferiore), OAE 1c (Albiano superiore) e OAE 2 (limite Cenomaniano-Turoniano). Si ipotizza che questi eventi siano connessi alla stratificazione estensiva delle acque oceaniche; a essi si devono la ridotta aerazione e lo sviluppo di condizioni di scarsa ossigenazione o di assenza totale di ossigeno in zone situate lungo i margini continentali della Tetide tropicale, in mari ristretti intracratonici e nei bacini dell'Oceano Atlantico in espansione. Tali condizioni diedero luogo alla deposizione regionale di rocce madri ricche di materia organica. La Formazione labe al largo del Congo e la Formazione La Luna in Venezuela sono esempi di rocce madri prolifiche associate a questi episodi di anossia del periodo Cretaceo.

*Trasporto di materia organica.* Un aspetto importante della formazione di sedimenti con alto contenuto in sostanza organica è il trasporto della materia organica dal sito di bioproduzione a quello di sedimentazione. A scala di bacino, il trasporto è un fattore determinante per quanto riguarda la conservazione e la distribuzione. La rilevanza del trasporto ai fini della conservazione si collega direttamente a un'estensione del concetto di 'tempo di esposizione agli agenti ossidanti' (compresa l'esposizione all'ossigeno e ad altri ossidanti come i solfati).

In ambiente acquatico, i nuovi composti organici, generati per produzione primaria e trasportati al di sotto della base della zona fotica, sono altamente reattivi e sono candidati, con elevata probabilità, a essere degradati in modo intensivo dagli organismi eterotrofi. In effetti, semplici calcoli di bilancio di massa (la produzione organica rispetto alla quantità di materia organica effettivamente incorporata nei sedimenti sottostanti) suggeriscono l'ipotesi che la degradazione dei detriti di materia organica avvenga in gran parte all'interno della colonna d'acqua. Tale ipotesi risulta sostenuta da esperimenti relativi ai tassi di sedimentazione, che mostrano la distruzione quasi

esponenziale di materia organica in funzione del rapporto tra la profondità dell'acqua e il tempo di permanenza (Suess, 1980).

È improbabile che i detriti di materia organica a bassa densità (1-1,7 g/ml), presi singolarmente, possano avere un ruolo significativo nel flusso verticale di materia, a causa del lungo tempo di permanenza nella colonna d'acqua. D'altra parte, la riorganizzazione dei detriti organici e delle particelle di piccole dimensioni, per mezzo di processi fisico-chimici (come la flocculazione) e biologici, produce particelle organo-minerali di grandi dimensioni (pellet fecali, 'neve marina' e aggregati vari) che si depositano più rapidamente e che possono fungere da efficienti portatori di materia organica. Si è dimostrato che una densità e una velocità di deposizione maggiori di queste particelle sono connesse a un'elevata produttività biologica primaria (Dagg e Walser, 1986). Vale la pena di sottolineare ancora che l'elevata produttività non solo provoca il rilascio di grandi quantità di materia organica ma favorisce anche una sua migliore conservazione (richiesta di ossigeno e riorganizzazione dei detriti organici), incrementando l'efficienza del trasporto verso i sedimenti sottostanti. Dunque, la migliore conservazione e la maggiore velocità di deposizione connesse alla elevata produttività spiegano probabilmente la deposizione di sedimenti ad alto contenuto organico in specifici ambienti di acqua profonda, come è stato osservato al largo della Namibia per i sedimenti depositi a partire dal tardo Miocene (Huc *et al.*, 2001).

Insieme alla velocità di deposizione delle particelle organiche, la profondità dell'acqua è un parametro cruciale che controlla il destino della materia organica negli ambienti sedimentari. In condizioni favorevoli (produttività, assenza di ossigeno, ecc.), gli ambienti con acque basse rappresentano probabilmente un contesto ottimale per l'accumulo di quantità rilevanti di materia organica. Ciò accade appena il piano del sedimento si viene a trovare al di sotto della zona perturbata dal moto ondoso. Al crescere della profondità, la prolungata esposizione delle particelle organiche all'interno della colonna d'acqua ne favorisce la continua degradazione. La comprensione del ruolo della profondità dell'acqua consente di ampliare le conoscenze sulla distribuzione delle rocce madri dal punto di vista della stratigrafia sequenziale. In un bacino, i processi sedimentari determinano la distribuzione orizzontale della materia organica. Esiste un'ampia documentazione riguardante una correlazione inversa tra il contenuto organico e la dimensione dei granuli del sedimento (Hunt, 1995); questo fenomeno può derivare da un comportamento idraulico equivalente delle particelle organiche e dei sedimenti a grana fine e dall'assorbimento della materia organica in argilla (Ransom *et al.*, 1998; Hedges *et al.* 2001). La materia organica tende comunque a separarsi, accumulandosi in centri deposizionali caratterizzati da minore energia

idraulica. Su scala regionale, in mari epicontinentali, questi centri deposizionali tendono a presentarsi nei minimi batimetrici dei bacini; ciò produce una configurazione concentrica, con un aumento centripeto progressivo del contenuto organico dei sedimenti (**fig. 2**). Vi sono prove di questa configurazione ‘a occhio di bue’ sia in ambienti recenti, come il Mar Caspio, il Mar Nero, il Lago Bogaria in Kenya, ecc., sia nella sequenza sedimentaria, come la Formazione Bazhenov del Giurassico superiore della Siberia occidentale, il Lias del Bacino di Parigi, la Depressione Dongying dell’Oligocene in Cina, le formazioni del Giurassico inferiore nel Mare del Nord settentrionale, ecc. (Huc, 1988a).

### Tipologie di materia organica

Le rocce madri sono caratterizzate dalla natura della materia organica contenuta, proveniente dalla fossilizzazione dei resti organici di organismi viventi. Secondo la definizione comune (Durand, 1980), il kerogene è la parte di questa materia organica che non è solubile in solventi organici (come il cloroformio o il cloruro di metilene). Nei sedimenti termicamente immaturi il kerogene costituisce quasi tutta la materia organica presente; quest’ultima può essere più o meno alterata e deriva direttamente dai biopolimeri che formano tessuti e prodotti dei precursori biologici (parte ereditata). Il kerogene

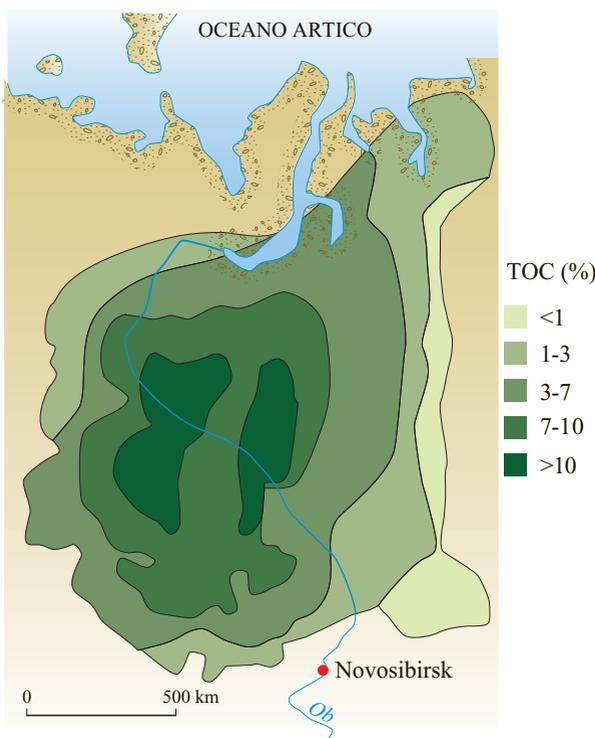
contiene anche altri prodotti della policondensazione casuale di componenti intermedi che provengono dalla decomposizione di quei biopolimeri (parte neoformata).

Come già accennato, i principali precursori di questi resti organici sono in prevalenza alghe, batteri e piante superiori. Il contributo relativo di questi precursori e il loro grado di alterazione variano in funzione dell’ambiente deposizionale, che costituisce il fattore principale nella determinazione delle proprietà del kerogene.

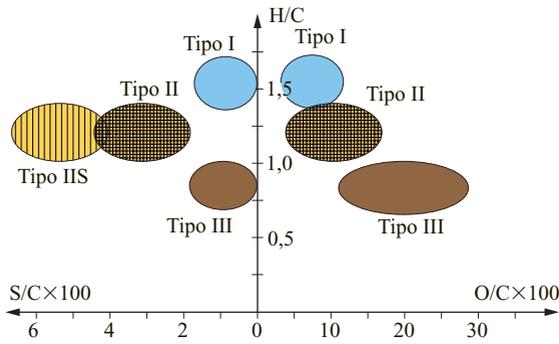
Gli organismi viventi sono costituiti da biopolimeri, tra cui proteine, carboidrati (come la cellulosa), lipidi e lignina, quest’ultima presente solo nei tessuti delle piante superiori terrestri. L’idrogeno è l’atomo più abbondante nei composti del petrolio, seguito dal carbonio, e le stesse molecole degli idrocarburi sono composte soltanto da questi due atomi. A questo riguardo, i kerogeni più produttivi in termini di generazione di petrolio sono quelli che presentano la massima concentrazione di idrogeno e la minima di ossigeno. La maggior parte delle proteine e molti carboidrati vengono distrutti nella diagenesi precoce (tra poche decine e un centinaio di metri di seppellimento). Riguardo ai carboidrati, però, dobbiamo sottolineare il fatto che la cellulosa costituisce un’importante eccezione: essendo infatti meno soggetta a decomposizione, può in qualche misura ‘sopravvivere’ alla diagenesi, senza subire sostanziali modifiche. In generale i composti derivanti da lipidi (molto ricchi di idrogeno), lignina (povera di idrogeno a causa della natura aromatica) e cellulosa (ricca di ossigeno), che sono i più resistenti, sono favoriti nella conservazione e compaiono a concentrazioni relativamente elevate nella materia organica fossilizzata finale. Il kerogene, in parte neoformato e in parte ereditato, mantiene quindi una traccia chimica, più o meno alterata, dei suoi precursori.

Negli ambienti detritici (per esempio, deltizi) il contributo delle piante superiori terrestri porta a una presenza preferenziale di materiale ligneo-cellulosico (frammenti di legno, ecc.), caratterizzato da un basso rapporto atomico H/C e da un elevato contenuto di ossigeno. Ciò dà luogo a un kerogene meno prolifico in termini di generazione di idrocarburi rispetto a quello derivante da alghe (per esempio, fitoplancton) o da materiale batterico. Nessuno di questi ultimi tipi di organismi contiene infatti lignina: le alghe sono più povere di cellulosa (presente soprattutto nelle membrane cellulari) rispetto alle piante superiori e i batteri ne sono del tutto privi.

I rapporti atomici H/C e O/C del kerogene vengono convenzionalmente utilizzati per classificare la materia organica dei sedimenti in tre ‘tipologie’ classiche principali, legate schematicamente ai tre principali ambienti deposizionali (**fig. 3**): Tipo I ( $H/C < 1,6$ ;  $O/C < 0,1$ ), in ambienti lacustri; Tipo II ( $1,2 < H/C < 1,6$ ;  $0,1 < O/C < 0,2$ ), in ambienti marini; Tipo III ( $H/C < 1,2$ ;  $O/C > 0,2$ ), in ambienti detritici continentali o marini (come i delta dei fiumi).



**fig. 2.** Distribuzione regionale del contenuto in carbonio di origine organica nella Formazione Bazhenov nella Siberia occidentale (Kontorovich, 1984).



**fig. 3.** Confronto tra la composizione in elementi dei diversi tipi di kerogene termicamente immaturo. La composizione viene espressa mediante un diagramma che mostra l'intervallo dei rapporti atomici H/C rispetto a O/C, e H/C rispetto a S/C, per kerogeni appartenenti ai Tipi I, II, IIS e III.

Lungi dall'essere una rigida classificazione genetica, questa suddivisione dà semplicemente un'idea dei valori dei parametri H/C e O/C, che a loro volta forniscono informazioni sul potenziale petrolifero iniziale della materia organica (Durand, 1980).

I seguenti valori (percentuale del kerogene in peso) sono indicativi della quantità di componenti affini al petrolio potenzialmente rilasciati dai diversi tipi di kerogene durante l'evoluzione termica: Tipo I: ≈60-70%; Tipo II: ≈40-60%; Tipo III: ≈15-25%.

Storicamente la definizione di queste tipologie è stata adottata in relazione a serie di riferimento specifiche (Tissot e Welte, 1984; Vandenbroucke e Largeau, in corso di stampa), tra le quali: Tipo I: Eocene, formazione di scisti del Green River (Utah, Stati Uniti); Tipo II: scisti del Toarciano inferiore, Europa occidentale (vi appartengono gli Schistes Carton del Bacino di Parigi e il Posidonian Schieffer in Germania); Tipo III: Cretaceo superiore dal Bacino Douala (Camerun) e Miocene del delta del Mahakam (Kalimantan, Borneo, Indonesia).

Una differenza importante tra la materia organica accumulata in ambienti marini e lacustri è costituita dal fatto che la degradazione anaerobia avviene in presenza di solfati in ambiente marino e generalmente in assenza di questi nei laghi. Ne consegue che la degradazione anaerobia della materia organica in ambiente marino corrisponde a una ossidazione (i solfati giocano il ruolo di accettori di elettroni), producendo H<sub>2</sub>S. La degradazione anaerobia della materia organica in acqua dolce corrisponde invece a una fermentazione, alla quale può associarsi un'attività di metanogenesi che dà luogo alla formazione di metano (come il gas delle paludi).

Un'altra caratteristica della composizione del kerogene è il suo contenuto in zolfo. Oltre a essere un fattore determinante per la qualità degli idrocarburi generati

(oli ricchi di zolfo rispetto a oli non solforosi o 'dolci'), lo zolfo influisce anche sul comportamento cinetico del kerogene durante le trasformazioni termiche ed è un componente secondario dei tessuti viventi. Il contenuto di zolfo di un determinato kerogene viene acquisito di fatto per incorporazione, durante le primissime fasi della sua evoluzione geologica (diagenesi precoce). È probabile che un kerogene sia ricco di zolfo se si è depositato in ambiente marino (a causa della presenza di solfati), in condizioni di assenza di ossigeno (formazione anaerobia di H<sub>2</sub>S e di composti polisolfati) e di impoverimento di ferro. In questa situazione i composti inorganici dello zolfo interagiscono con quelli organici e vengono incorporati nel kerogene come componenti organici solforati. Un kerogene ricco di zolfo si associa quindi spesso ad ambienti ricchi di carbonati e di silice; il ferro, quando è presente, ha la proprietà di purificare in modo particolare i composti dello zolfo e forma precursori della pirite. Tali condizioni, che generalmente si accompagnano ad ambienti silicoclastici, favoriscono la formazione di materia organica più povera di zolfo (v. ancora fig. 3). I kerogeni marini ricchi di zolfo sono stati classificati in un sottotipo particolare, denominato Tipo IIS.

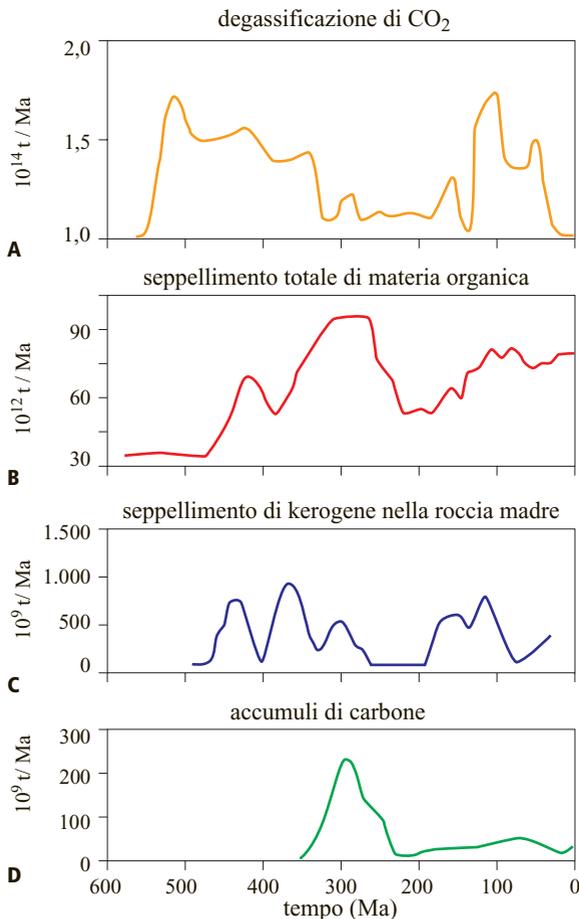
**Distribuzione spaziale e temporale delle rocce madri**

*Principali habitat delle rocce madri.* La maggior parte delle rocce a contenuto organico si deposita in condizioni geologiche, oceanografiche e climatiche specifiche, come per esempio:

- depressioni intracratoniche sommerse durante periodi caratterizzati da livelli elevati del mare, spesso separate dal mare aperto da soglie sottomarine e quindi soggette a diventare anossiche. Il rifornimento di sostanze nutrienti per la produttività acquatica è assicurato dai territori continentali circostanti. Tra gli esempi documentati di questi scenari si annoverano la Formazione Bazhenov del Giurassico superiore della Siberia occidentale, il Mare Interno occidentale del Cretaceo inferiore negli Stati Uniti e il Lias inferiore del Bacino di Parigi e del Bacino Tedesco;
- bacini marginali associati a depressioni all'interno di complessi di piattaforma carbonatica. Ne sono esempi le rocce madri depositate nel Golfo Persico durante il Giurassico superiore e il Cretaceo: formazioni Hanifa, Shilaif, Shuaiba, Kahzdumi, ecc.;
- piattaforme e scarpate continentali, associate a correnti fredde di risalita. Una situazione di questo tipo si incontra nella Formazione Monterey del Miocene della California;
- rift all'interno dei quali tendono a svilupparsi rocce madri lacustri in climi umidi. Negli ambienti attuali vi sono molti esempi di laghi con sedimenti particolarmente ricchi di materia organica, come il Lago Kivu e il Lago Tanganica; lo stesso si verifica nel contesto

geologico, come nel Cretaceo inferiore del margine tra Africa e America Meridionale, formazioni Bucamazi e lago Feia del Brasile e nell'Eocene-Oligocene della formazione Pematang di Sumatra;

- bacini lunghi e stretti connessi alle prime fasi dell'apertura degli oceani, che tendono a sviluppare condizioni di anossia una volta invasi dalle acque marine, come nei casi della Formazione Kimmeridge Clay del



**fig. 4.** Confronto tra la degassificazione secolare di CO<sub>2</sub> e l'accumulo di materia organica fossile durante il Fanerozoico:

- A, degassificazione di CO<sub>2</sub> della Terra (Berner e Kothavala, 2001), ipotizzando che la percentuale di CO<sub>2</sub> nelle sostanze volatili prodotte dalla degassificazione della Terra sia rimasta costante durante tutto il Fanerozoico;
- B, seppellimento totale di materia organica (Berner, 2003), ipotizzando che il contenuto medio in carbonio della materia organica sedimentaria sia dell'80%;
- C, seppellimento del kerogene; questo grafico prende in considerazione soltanto il kerogene derivante da rocce madri ricche di materia organica, con TOC >3% (Huc *et al.*, in corso di stampa);
- D, accumuli di carbone, sulla base delle riserve attuali (Ronov *et al.*, 1980).

Giurassico superiore del Mare del Nord e delle rocce madri del Cretaceo dell'Atlantico meridionale;

- delta fluviali che contengono spessi depositi di argille ricche di materia organica e carbone, come, per esempio, il delta del Mahakam del Miocene del Kalimantan, in Indonesia, e il delta del Niger del Terziario.

*Distribuzione stratigrafica delle rocce madri.* È noto che il contenuto medio di materia organica nelle rocce sedimentarie varia in modo notevole: da scarso (meno dello 0,5%) a medio (dal 5% al 40%, nelle argille) fino ad abbondante (quasi il 100%, nei carboni originati da alghe e humus). Su scala globale la distribuzione cronostatigrafica di questi sedimenti è irregolare: sembrano esservi accumuli rilevanti di materia organica sedimentaria, e quindi di possibili rocce madri, concentrati in un numero limitato di intervalli stratigrafici specifici, mentre si stima che l'abbondanza di rocce madri in periodi geologici differenti sia molto inferiore (Bois *et al.*, 1982; Klemme e Ulmishek, 1991).

Secondo vari studi, i sei intervalli temporali più importanti per quanto riguarda il contributo relativo di rocce madri sono: Siluriano (450-420 Ma), 18-20%; Devoniano superiore-Carbonifero inferiore (380-340 Ma), 14-18%; Carbonifero superiore-Permiano inferiore (310-280 Ma), 13-18%; Giurassico superiore (170-150 Ma), 15-17%; Cretaceo medio-superiore (110-90 Ma), 17-24%; Oligocene-Miocene (40-5 Ma), 7-14% (Klemme e Ulmishek, 1991; Huc *et al.*, in corso di stampa).

La **fig. 4** mostra un grafico del seppellimento globale di carbonio organico durante il Fanerozoico (545-0 Ma), basato sulle misurazioni isotopiche del carbonio (Berner, 2003), e il suo confronto con la curva della velocità di accumulo di materia organica nelle rocce madri (sedimenti con TOC, Total Organic Carbon, >3%; Huc *et al.*, in corso di stampa) e con la curva dell'intensità di degassificazione tettonica, normalizzata al valore attuale (Berner e Kothavala, 2001). Il diagramma mostra che i picchi di degassificazione di CO<sub>2</sub> sono in fase con l'accumulo globale di materia organica nei sedimenti e con la formazione di quantità significative di rocce madri.

Si può tentare di interpretare questa relazione attraverso il ciclo biogeochimico del carbonio (Holland, 1978; Westbroek, 1992) e i risultati degli studi di modellizzazione di Robert A. Berner (Berner e Kothavala, 2001). I modelli utilizzati indicano che l'incremento di pressione parziale di CO<sub>2</sub> nell'atmosfera (P<sub>CO<sub>2</sub></sub>) favorisce un aumento della disgregazione chimica delle rocce, influenzato principalmente dalle piante che rompono e distruggono chimicamente gli strati rocciosi più superficiali mediante l'azione delle radici e dei microrganismi a esse associati, a livello della rizosfera. Tali microrganismi producono acidi aggressivi allo scopo di estrarre dai minerali le sostanze nutrienti, i metalli e gli oligoelementi necessari alla loro crescita. La disgregazione chimica sulle masse continentali produce forme ioniche come Ca<sup>2+</sup>, HCO<sub>3</sub><sup>-</sup> e

le sostanze nutrienti che penetrano nella superficie terrestre e nelle acque sotterranee. Gli ioni  $\text{Ca}^{2+}$  e  $\text{HCO}_3^-$  disciolti vengono trasportati verso il mare, dove precipitano come carbonati, principalmente attraverso processi biologici. Questi depositi di carbonati finiscono per agire come un bacino di ricezione di  $\text{CO}_2$  atmosferico.

Si può notare che, con l'eccezione del Siluriano, i periodi di incremento di accumulo di materia organica corrispondono agli intervalli di maggiore accumulo di carbonati (Ronov *et al.*, 1980). Entrambi i fenomeni portano a una sequestrazione naturale di  $\text{CO}_2$  durante periodi di aumento di  $\text{CO}_2$  atmosferico. L'aumento della  $P_{\text{CO}_2}$  induce un fenomeno di feedback negativo che finisce per ridurre il  $\text{CO}_2$  atmosferico, che si deposita sotto forma di carbonati. Questi depositi rappresentano la maggiore riserva di carbonio nella crosta terrestre (75%), mentre la percentuale rimanente (25%) è rappresentata dalla materia organica sedimentaria (Hayes *et al.*, 1999).

Il processo di fotosintesi controlla l'intensità della disgregazione chimica. Quando l'attività fotosintetica aumenta, si intensifica anche la formazione del suolo, che diventa più profondo a mano a mano che le piante terrestri assorbono la quantità necessaria di sostanze nutrienti di origine minerale. Tali sostanze nutrienti, attivamente riciclate dalle piante terrestri, finiscono poi per essere trasportate, insieme agli ioni  $\text{Ca}^{2+}$  e  $\text{HCO}_3^-$ , verso i laghi e il mare, incrementando così la produttività del plancton, per il quale la disponibilità di sostanze nutrienti è il principale fattore limitante (Holland, 1978). Di conseguenza un aumento dei livelli di  $P_{\text{CO}_2}$  si può considerare come un elemento potenzialmente molto importante per l'incremento dell'accumulo di materia organica. Se si considerano costanti tutti gli altri parametri, un aumento di  $P_{\text{CO}_2}$  è stato in effetti considerato responsabile di un sostanziale incremento (fertilizzazione a mezzo di  $\text{CO}_2$ ) della produttività primaria delle piante terrestri (Mellilo *et al.*, 1993). Questo aumento favorisce anche la disgregazione chimica e l'ingresso di sostanze nutrienti nel terreno, nei corsi d'acqua e, infine, nei mari e negli oceani. Si può quindi ipotizzare che l'aumento secolare di  $\text{CO}_2$  atmosferico (cicli di primo e secondo ordine), sebbene agisca in modo indiretto, rappresenti un fattore chiave per la deposizione di rocce madri all'interno di determinati livelli stratigrafici, su scala globale. La fertilizzazione da  $\text{CO}_2$  della biomassa terrestre comporta un'accelerazione nella formazione di suoli più profondi, associata a un aumento della disgregazione chimica. Tale aumento della disponibilità di sostanze nutrienti su scala globale favorisce quindi la produttività in ambienti legati all'acqua e l'accumulo di materia organica nei sedimenti.

Il modello dà un grande rilievo al ruolo della produttività primaria nella formazione di sedimenti ricchi di materia organica su scala globale e a lungo termine (cicli di primo e secondo ordine). Nello stesso tempo si concilia con la correlazione osservata tra gli intervalli di tempo

geologico in cui si generano grandi quantità di rocce madri e gli episodi di aumento di  $\text{CO}_2$  atmosferico dovuti a un incremento dell'attività tettonica. D'altra parte, questi periodi caratterizzati da maggiori velocità di subduzione, metamorfismo e vulcanismo, che immettono  $\text{CO}_2$  nell'atmosfera, sono anche periodi in cui il livello dei mari è alto. In queste epoche ampie regioni della piattaforma continentale sono sommerse: si generano così diffusamente mari intracratonici che forniscono le condizioni, su scala globale, per una migliore conservazione della materia organica di provenienza biologica (Tissot e Welte, 1984). La maggior parte di questi periodi è inoltre caratterizzata da estesa deposizione di carbonati (v. sopra) sui margini continentali, deposizione che spesso forma ampie piattaforme ospitanti bacini interni poco profondi. Questi scenari deposizionali, che comprendono mari epicontinentali e bacini interni alla piattaforma, favoriscono la formazione di ambienti deposizionali in bacini poco profondi, isolati o ristretti, in cui la massa d'acqua è soggetta allo sviluppo di condizioni di assenza di ossigeno sui fondali a causa del mancato rinnovamento dell'ossigeno disciolto. Inoltre la materia organica in fase di deposizione ha un tempo di permanenza limitato all'interno di una colonna d'acqua di scarso spessore. I due fattori insieme determinano una diminuzione del 'tempo di esposizione all'ossigeno' per la materia organica in via di accumulazione e ciò aumenta le sue possibilità di conservazione (Van Mooy *et al.*, 2002). L'intero processo si può definire come una eutrofizzazione indotta da  $\text{CO}_2$ .

Sebbene, a partire dal tardo Proterozoico, vi sia un'ampia documentazione di depositi ricchi di materia organica che si comportano come rocce madri, la prima comparsa generalizzata di vere e proprie rocce madri su scala globale corrisponde all'avvento delle piante terrestri durante il Siluriano. Questa circostanza è importante, in quanto le piante terrestri contribuiscono alla formazione del suolo e alla disgregazione chimica. Prima del Siluriano medio la superficie della terraferma era probabilmente formata da rocce in affioramento oppure era coperta da sottili protosuoli microbici (Algeo *et al.*, 2001).

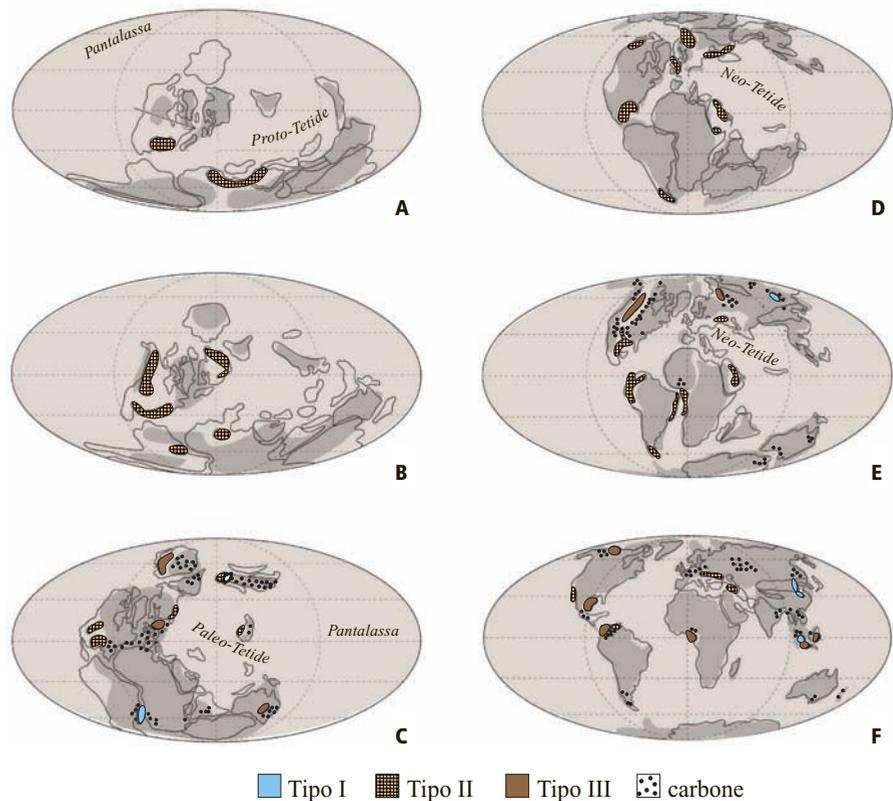
Quando si considera la distribuzione a una scala di primo ordine, si può notare un evidente scarto tra i tempi di massimo accumulo di masse di materia organica nelle rocce madri e i tempi di maggiore presenza di carbone e di rocce madri di Tipo III (Ronov *et al.*, 1980; Bois *et al.*, 1982; Klemme e Ulmishak, 1991), come si vede dal cambiamento del rapporto tra carbone + Tipo III e totale delle rocce madri (Berner, 2003). Questo caratterizza sia il megaciclo del Paleozoico sia quello del Mesozoico (v. ancora fig. 4; **fig. 5**). I giacimenti di carbone e rocce madri di Tipo III sono scarsi durante l'intervallo Devoniano superiore-Carbonifero inferiore, ricco di depositi organici, mentre diventano abbondanti durante il successivo intervallo Carbonifero superiore-Permiano inferiore, che tende a un ulteriore aumento dei depositi organici. Analogamente, i

giacimenti di carbone risultano limitati durante il Giurassico superiore, che pure presenta una certa ricchezza di depositi organici, ma diventano più abbondanti durante gli intervalli del Cretaceo medio-tardo e dell'Oligo-Miocene, verso la fine del megaciclo mesozoico. L'evoluzione biologica naturale della biomassa terrestre, causata dalla progressiva colonizzazione dei continenti da parte delle piante terrestri, potrebbe spiegare lo spostamento della distribuzione di carboni e rocce madri di Tipo III verso la fine del megaciclo paleozoico.

Tuttavia è necessario fornire un altro modello per spiegare questo ricorrente slittamento temporale nel caso del secondo megaciclo. Vi è accordo sul fatto che l'accumulo di strati di carbone richieda un equilibrio tra l'apporto di materiale sedimentario e lo spazio disponibile per l'accumulo. Lo scenario più favorevole per grossi accumuli di carbone corrisponde a un regime deposizionale di accatastamento verticale, accompagnato da una moderata velocità di cambiamento del livello di base, in un sistema caratterizzato da subsidenza continua e regolare (Diessel, 1992; McCabe e Parrish, 1992; Bohacs e Suter, 1997). Su scala planetaria si può immaginare che una tale condizione si sia determinata alla fine delle principali fasi orogeniche, grazie al rilassamento globale dello stato tensionale accumulato nell'attività tettonica (Dewey, 1988). In ambito continentale questo modello si applica ai principali bacini di avampaese, collocazioni tipiche per i giacimenti di carbone, come la serie di carboni del Carbonifero

dell'Europa settentrionale e degli Appalachi, i giacimenti di carbone associati al Mare interno occidentale del Cretaceo inferiore dell'America Settentrionale e gli strati di carboni del Terziario di Guaduas, in Colombia. Analogamente, in ambiente oceanico, il progressivo raffreddamento della crosta oceanica in via di invecchiamento sui margini continentali passivi rappresenta un altro scenario che prevede la possibilità di creare uno spazio considerevole per l'accumulo di importanti sistemi deltizi, come quelli del Terziario dei margini dell'Atlantico meridionale. In questo contesto la rara presenza di depositi di carbone e rocce madri di Tipo III all'inizio e al culmine dei megacicli di primo ordine, e la loro abbondanza nei periodi appena successivi, possono essere spiegati con la constatazione che le condizioni tettoniche globali sono molto più favorevoli all'accumulo di carbone al termine delle principali fasi orogenetiche.

Su scala regionale si osserva spesso una presenza simultanea di materia organica di Tipo III (compresi depositi di carbone) e di rocce madri lacustri di Tipo I nei sei intervalli temporali considerati (v. ancora fig. 5). Questo potrebbe essere connesso a condizioni climatiche favorevoli all'accumulo di materia organica nei laghi e alla formazione di vasti giacimenti di carbone. Ciò potrebbe anche dipendere dal fatto che le masse d'acqua dei corrispondenti paleolaghi avrebbero beneficiato della vicinanza di vegetazione terrestre che forniva sostanze nutritive, dando luogo a un'elevata produttività acquatica.



**fig. 5.** Distribuzione schematica delle principali rocce madri: A, Siluriano (450-420 Ma); B, Devoniano superiore-Carbonifero inferiore (380-340 Ma); C, Carbonifero superiore-Permiano inferiore (310-280 Ma); D, tardo Giurassico (170-150 Ma); E, Cretaceo medio-superiore (110-90 Ma); F, Oligocene-Miocene (40-5 Ma).

*Le rocce madri nel quadro della stratigrafia sequenziale.* In base ai concetti di stratigrafia sequenziale, alcuni autori hanno notato una possibile relazione tra i principali periodi di accumulo di materia organica nelle rocce e l'aumento di primo e secondo ordine del livello dei mari controllato da riaggiustamenti tettonici crostali (Tissot e Welte, 1984; Huc, 1991). Ciò ha portato a ipotizzare che le situazioni stratigrafiche più favorevoli allo sviluppo delle rocce madri corrispondano a superfici di downlap (terminazione basale di strati a geometria sigmoidale su una superficie suborizzontale) a scala globale connesse a importanti cicli di ingressione marina sui continenti (Duval *et al.*, 1998). Questa relazione vale anche per le variazioni eustatiche rapide e a breve termine dei cicli di terzo e quarto ordine. Gli intervalli caratterizzati da ricchezza di materia organica sono di solito associati alla cosiddetta *maximum flooding surface* e più in generale alla fine della retrogradazione dei sistemi deposizionali verso le aree costiere e all'inizio della progradazione dei sistemi deposizionali verso il mare aperto, cioè fino a quando la deposizione avviene al di sotto della zona perturbata dal moto ondoso (Pasley *et al.*, 1991). Questa collocazione stratigrafica è ben documentata per il Kimmeridgiano-Titoniano dell'Europa nord-occidentale, per il Lias del Bacino di Parigi, per la Formazione Paradox (Carbonifero superiore) degli Stati Uniti occidentali e per la Formazione Natih (Cenomaniano-Turoniano) dell'Oman settentrionale.

Un simile scenario può essere spiegato con la presenza, contemporanea o meno, di diverse condizioni favorevoli alla sedimentazione di rocce madri che si verificano durante lo sviluppo dei sistemi deposizionali, tra cui:

- la presenza di mari intracratonici estesi, favoriti dallo stazionamento alto del livello del mare, nei quali l'elevata concentrazione di materia organica può essere determinata dall'immissione di sostanze nutrienti portate dai fiumi che drenano i prodotti della disgregazione chimica delle superfici continentali circostanti, o dall'immissione di sostanze nutrienti provenienti da livelli del suolo precedentemente esposti, a causa dell'erosione dovuta all'inondazione progressiva delle aree costiere (Katz, 1994);
- la presenza di bacini poco profondi, isolati e a circolazione ristretta, che favoriscono la formazione di condizioni di anossia sui fondali, dovute alla mancata sostituzione dell'ossigeno disciolto (Demaison e Moore, 1980). Questo implica, inoltre, la presenza di una colonna d'acqua di spessore limitato, che riduce il tempo di permanenza della materia organica durante la deposizione;
- l'aumento della concentrazione della materia organica in bacino dovuta essenzialmente alla ridotta diluizione con apporti clastici/carbonatici rimasti intrappolati in aree più marginali. In alcuni casi questo porta le rocce madri a essere rappresentate da sezioni

condensate (Creaney e Passey, 1993; van Buchem *et al.*, in corso di stampa).

## Conclusioni

Le rocce madri hanno un ruolo chiave nella formazione di accumuli di olio e di gas nei sistemi petroliferi. Le condizioni specifiche della loro formazione, i fattori che determinano il loro contenuto in materia organica e la loro qualità, come anche l'origine della loro distribuzione geografica e stratigrafica, sono stati oggetto, negli ultimi decenni, di molti studi. I concetti elaborati vengono oggi ampiamente utilizzati, insieme alle sezioni sismiche (v. cap. 2.3), ai *wireline logs* e ai dati raccolti in pozzo, attraverso una serie di approcci analitici che consentono la determinazione delle caratteristiche delle rocce madri (tipo e contenuto organico) alla scala del campione. I modelli che ne derivano possono essere utilizzati come guida per valutare la presenza, la qualità, lo spessore, la distribuzione stratigrafica e le dimensioni laterali degli strati di roccia madre nei bacini sedimentari, e forniscono dati migliori da inserire nei modelli numerici elaborati per descrivere l'evoluzione dei bacini e dei sistemi petroliferi associati (v. cap. 2.4).

## Bibliografia citata

- ALGEO T.J. *et al.* (2001) *Effects of the middle to late Devonian spread of vascular land plants on weathering regimes, marine biota, and global climate*, in: Gensel P.G., Edwards D. (editors) *Plants invade the land. Evolutionary and environmental perspectives*, New York, Columbia University Press, 213-236.
- ARTHUR M.A., SCHLANGER S.O. (1979) *Middle Cretaceous "Oceanic Anoxic Events" as casual factors in development of reef-reservoired giant oil fields*, «American Association of Petroleum Geologists. Bulletin», 63, 870-885.
- BERNER R.A. (2003) *The long-term carbon cycle, fossil fuels and atmospheric composition*, «Nature», 426, 323-326.
- BERNER R.A., KOTHAVALA Z. (2001) *GEOCARB III. A revised model of atmospheric CO<sub>2</sub> over Phanerozoic time*, «American Journal of Science», 301, 182-204.
- BOHACS K., SUTER J. (1997) *Sequence stratigraphic distribution of coaly rocks. Fundamental controls and paralic examples*, «American Association of Petroleum Geologists. Bulletin», 81, 1612-1639.
- BOIS C. *et al.* (1982) *Global geologic history and distribution of hydrocarbon reserves*, «American Association of Petroleum Geologists. Bulletin», 66, 1248-1270.
- BORDENAVE M.L. (edited by) (1993) *Applied petroleum geochemistry*, Paris, Technip.
- BUCHEM F.S.P. VAN *et al.* (in corso di stampa) *Stratigraphic control on the distribution of carbonates source rocks. The 3<sup>rd</sup>, 4<sup>th</sup> and 5<sup>th</sup> order scale, with special attention to the role of climate and sediment flux*, in: Harris N.H., Pradier B. (editors) *The deposition of organic rich sediments models, mechanisms and consequences*, Tulsa (OK), SEPM.
- CALVERT S.E., PEDERSEN T.F. (1992) *Organic accumulation and preservation in marine sediments. How important is*

- anoxia?*, in: Whelan J.K., Farrington J.W. (edited by) *Organic matter. Productivity, accumulation, and preservation in recent and ancient sediments*, New York, Columbia University Press, 231-263.
- CREANEY S., PASSEY Q.R. (1993) *Recurring patterns of total organic carbon and source rock quality within a sequence stratigraphic framework*, «American Association of Petroleum Geologists. Bulletin», 77, 386-401.
- DAGG M. J., WALSER W.E. (1986) *The effect of food concentration on faecal pellet size in marine copepods*, «Limnology and Oceanography», 31, 1066-1071.
- DE LEEUW J.W., LARGEAU C. (1993) *A review of macromolecular compounds that comprise living organisms and their role in kerogen, coal and petroleum formation*, in: Engel M.H., Macko S.A. (editors) *Organic geochemistry. Principles and applications*, New York, Plenum Press, 23-72.
- DEMAISON G.J., MOORE G.T. (1980) *Anoxic environments and oil source bed genesis*, «American Association of Petroleum Geologists. Bulletin», 64, 1179-1209.
- DEWEY J.F. (1988) *Extensional collapse of orogens*, «Tectonics», 7, 1123-1139.
- DIESSEL C.F.K. (1992) *Coal-bearing depositional systems*, Berlin-New York, Springer.
- DURAND B. (1980) *Sedimentary organic matter and kerogen. Definition and quantitative importance of kerogen*, in: Durand B. (editor) *Kerogen, insoluble organic matter from sedimentary rocks*, Paris, Technip, 13-34.
- DUVAL B. et al. (1998) *Stratigraphic cycles and major marine source rocks*, in: Graciansky P.C. et al. (editors) *Mesozoic and cenozoic sequence stratigraphy of European basins*, Tulsa (OK), SEPM, 43-51.
- HAYES J.M. et al. (1999) *The abundance of <sup>13</sup>C in marine organic matter and isotopic fractionation in the global biogeochemical cycle of carbon during the past 800 Ma*, «Chemical Geology», 161, 103-125.
- HEDGES J.I. et al. (2001) *Evidence for non-selective preservation of organic matter in sinking marine particles*, «Nature», 409, 801-804.
- HOLLAND H.D. (1978) *The chemistry of the atmosphere and oceans*, New York-Chichester, John Wiley.
- HUC A.-Y. (1988a) *Aspects of depositional processes of organic matter in sedimentary basins*, «Organic Geochemistry», 13, 433-443.
- HUC A.-Y. (1988b) *Sedimentology of organic matter*, in: Frimmel F. H., Christman R. F. (editors) *Humic substances and their role in the environment. Report of the Dahlem workshop*, Berlin, 29 March-3 April, 215-243.
- HUC A.-Y. (1991) *Strategy for source rock identification in sedimentary basins*, in: *Proceedings of the 13<sup>th</sup> World petroleum congress*, Buenos Aires, 20-25 October, v. II, 85-93.
- HUC A.-Y. et al. (2001) *Organic sedimentation in deep offshore settings. The Quaternary sediments approach*, «Marine and Petroleum Geology», 18, 513-517.
- HUC A.-Y. et al. (in corso di stampa) *Stratigraphic control on source rocks distribution. First and second order scale*, in: Harris N.B., Pradier B. (editors) *The deposition of organic carbon rich sediments models, mechanisms and consequences*, Tulsa (OK), SEPM.
- HUNT J.M. (1995) *Petroleum geochemistry and geology*, New York, W.H. Freeman.
- KATZ B.J. (editor) (1994) *Petroleum source rocks*, Berlin-New York, Springer.
- KLEMME H.D., ULMISHEK G.F. (1991) *Effective petroleum source rocks of the world. Stratigraphic distribution and controlling depositional factors*, «American Association of Petroleum Geologists. Bulletin», 75, 1809-1851.
- KONTOROVICH A.E. (1984) *Geochemical methods for the quantitative evaluation of the petroleum potential of sedimentary basins*, in: Demaison G.J., Murriss R.J. (edited by) *Petroleum geochemistry and basin evaluation*, Tulsa (OK), American Association of Petroleum Geologists, 79-110.
- LARGEAU C. et al. (1990) *Occurrence and origin of "ultralaminar" structure in "amorphous" kerogens of various source rocks and oil shales*, «Organic Geochemistry», 16, 889-895.
- MCCABE P.J., PARRISH J.T. (1992) *Tectonic and climatic controls on the distribution and quality of cretaceous coals*, in: McCabe P.J., Parrish J.T. (editors) *Controls on the distribution and quality of cretaceous coals*, Boulder (CO), Geological Society of America, 1-15.
- MAGOON L.B., DOW W.G. (1994) *The petroleum system. From source to trap*, «American Association of Petroleum Geologists. Memoir», 60.
- MELLILO J.M. et al. (1993) *Global climate change and terrestrial net primary production*, «Nature», 363, 234-240.
- MOOY B.S.A. VAN (2002) *Impact of suboxia on sinking particulate organic carbon. Enhanced carbon flux and preferential degradation of amino acids via denitrification*, «Geochimica et Cosmochimica Acta», 66, 457-465.
- PASLEY M.A. et al. (1991) *Organic matter variations in transgressive and regressive shales*, «Organic Geochemistry», 17, 483-509.
- PEDERSEN T.F., CALVERT S.E. (1990) *Anoxia versus productivity. What controls the formation of organic rich sediments and sedimentary rocks?*, «American Association of Petroleum Geologists. Bulletin», 74, 454-466.
- RANSOM B. et al. (1998) *Organic matter preservation on continental slopes. Importance of mineralogy and surface area*, «Geochimica et Cosmochimica Acta», 62, 1329-1345.
- RONOV A.B. et al. (1980) *Quantitative analysis of phanerozoic sedimentation*, «Sedimentary Geology», 25, 311-325.
- SAVRDA C.E. et al. (1984) *Development of a comprehensive oxygen-deficient marine biofacies model. Evidence from Santa Monica, San Pedro and Santa Barbara basins, California continental borderland*, «American Association of Petroleum Geologists. Bulletin», 68, 1179-1192.
- Suess E. (1980) *Particulate organic carbon flux in the ocean-surface productivity and oxygen utilization*, «Nature», 288, 260-263.
- TISSOT B.P., WELTE D.H. (1984) *Petroleum formation and occurrence*, Berlin-New York, Springer.
- TYSON R.V. (1995) *Sedimentary organic matter. Organic facies and palynofacies*, London, Chapman & Hall.
- VANDEBROUCKE M., LARGEAU C. (in corso di stampa) *Kerogen. Origin, evolution and structure*, «Organic Geochemistry».
- WESTBROEK P. (1992) *Life as a geological force. Dynamics of the Earth*, New York, W.W. Norton.

ALAIN-YVES HUC

 Institute Français du Pétrole  
 Reuil-Malmaison, Francia