



UNIVERSITÀ DI SIENA 1240

Corso di Laurea in Geologia per l'Ambiente e il Territorio
Corso di Laurea in Scienze Ambientali e Naturali

Geologia del Sedimentario e Principi di Geologia Stratigrafica

Insegnamento: Geologia

Modulo: Geologia B

Paolo Conti

conti@unisi.it

Gennaio 2016

Paolo Conti

Centro di GeoTecnologie
Università degli Studi di Siena
Via Vetri Vecchi 33
52027 - San Giovanni Valdarno (AR)

conti@unisi.it
<https://geotecnologie.unisi.it>
<https://www.pconti.net>

Versione: 26 maggio 2022

Queste dispense sono destinate agli studenti dell'Università degli Studi di Siena.
ESSE HANNO SOLO UNO SCOPO DIDATTICO, VENGONO DISTRIBUITE GRATUITAMENTE E NON POSSONO ASSOLUTAMENTE ESSERE MESSE IN VENDITA SOTTO QUALSIASI FORMA.

Queste dispense possono essere scaricate liberamente dal sito *<https://www.pconti.net>*

Indice

Premessa	7
I Principi di sedimentologia	9
1 Alterazione, erosione e trasporto	11
1.1 Come si forma una roccia sedimentaria	11
1.2 Ciclo delle rocce	11
1.3 Processi orogenici	12
1.4 Processi di alterazione	12
1.4.1 Alterazione fisica	12
1.4.2 Alterazione chimica	13
1.5 Erosione e trasporto	16
1.5.1 Erosione e trasporto per mezzo della gravità	16
1.5.2 Erosione e trasporto per mezzo dell'acqua	17
1.5.3 Erosione e trasporto per mezzo del vento	18
1.5.4 Erosione e trasporto per mezzo del ghiaccio	18
1.6 Denudamento e tettonica	18
2 Classificazione delle rocce sedimentarie	21
3 Sedimenti e rocce terrigene clastiche	23
3.1 Classificazione	23
3.2 Ghiaia, conglomerati, breccie	23
3.3 Sabbie e arenarie	24
3.4 Peliti, siltiti, argille	25
3.5 Tessitura delle rocce terrigene clastiche	26
3.5.1 Dimensioni dei clasti	27
3.5.2 Maturità	27
3.5.3 Cicli di sedimentazione	28
4 Sedimenti e rocce biogeniche, chimiche e vulcanoclastiche	29
4.1 Calcari	29
4.1.1 Mineralogia	29

4.1.2	Sedimenti carbonatici di origine biogenica	29
4.1.3	Sedimenti carbonatici di origine non biogenica	30
4.1.4	Micrite - fango carbonatico	31
4.1.5	Classificazione dei calcari	31
4.2	Rocce e minerali di origine evaporitica	33
4.2.1	Gesso e anidrite	33
4.2.2	Halite	33
4.3	Rocce silicee	34
4.4	Rocce fosfatiche	34
4.5	Rocce ferrifere	34
4.6	Rocce carbonacee	35
4.7	Rocce vulcanoclastiche	35
4.7.1	Prodotti e depositi dell'attività esplosiva	35
4.7.2	Classificazione dei depositi piroclastici	38
5	Processi di trasporto e strutture sedimentarie	41
5.1	Modalità di trasporto	41
5.2	Comportamento di particelle nei fluidi	41
5.2.1	Flusso laminare e turbolento	41
5.2.2	Trascinamento di particelle nel fluido	42
5.2.3	Dimensioni dei granuli e velocità del flusso	43
5.2.4	Stratificazione gradata	44
5.3	Trasporto selettivo	45
5.3.1	Ripple da corrente e dune	45
5.3.2	Barre	46
5.3.3	Ripple da onda	46
5.4	Processi massivi, correnti di torbida	46
5.5	Strutture da essiccazione	48
5.6	Strutture erosive	48
5.7	Termini per strutture sedimentarie e strati	49
6	Strutture post-deposizionali e diagenetiche	51
6.1	Strutture post-deposizionali	51
6.1.1	Strutture legate ad instabilità	52
6.1.2	Strutture da liquefazione	52
6.1.3	Strutture da liquefazione	53
6.2	Strutture da carico	53
6.3	Processi diagenetici	54
6.4	Seppellimento, compattazione	54
6.5	Cemento e ricristallizzazione	55
6.6	Diagenesi dei carbonati	56
6.7	Formazione di carbone, olio e gas naturale	58
6.7.1	Carbone	58
6.7.2	Olio e gas naturale	59

<i>INDICE</i>	5
7 Facies e paleoambienti	61
7.1 Il concetto di facies	61
7.2 Associazioni di facies	61
7.3 Ricostruzione paleoambienti	62
II Principi di stratigrafia	65
8 Stratigrafia: concetti generali e litostratigrafia	67
8.1 La scala dei tempi	67
8.2 Unità stratigrafiche	70
8.3 Litostratigrafia	70
8.3.1 Rapporti stratigrafici	70
8.3.2 Unità litostratigrafiche	73
8.4 Applicazioni della litostratigrafia	75
8.4.1 Litostratigrafia e carte geologiche	75
8.4.2 Litostratigrafia e ambienti sedimentari	75
8.4.3 Litostratigrafia e correlazioni	76
9 Biostratigrafia	79
9.1 Fossili	79
9.2 Classificazione biostratigrafica	80
9.3 Zone biostratigrafiche	80
9.4 Biocronologia dei depositi continentali	82
10 Datazioni e tecniche di correlazione	83
10.1 Metodi radiometrici	83
10.2 Magnetostratigrafia	84
11 Bacini sedimentari	87
11.1 Fattori che controllano l'accumulo di sedimenti	87
11.2 Bacini legati ad estensione	88
11.3 Bacini legati a subduzione	90
11.4 Bacini legati a tettonica trascorrente	91
12 Ambienti sedimentari	93
12.1 Classificazione	93
12.2 Ambienti continentali	95
12.2.1 Ambiente desertico/eolico	95
12.2.2 Ambiente glaciale	97
12.2.3 Ambiente fluviale	98
12.2.4 Ambiente lacustre	100
12.2.5 Ambiente palustre	102
12.3 Ambienti transizionali	103
12.3.1 Ambiente deltizio	103
12.3.2 Ambiente costiero, litorale, tidale	104
12.3.3 Ambiente lagunare	107
12.4 Ambienti marini	108

12.4.1	Ambiente subtidale o sublitorale	108
12.4.2	Ambiente batiale	112
12.4.3	Ambiente abissale	113
12.4.4	Ambiente adale	115
Bibliografia		118
Appendici		121
A	Diagrammi ternari	121
B	Evoluzione delle placche nell'area mediterranea	125

Premessa

Queste dispense illustrano gli argomenti trattati nel modulo “Geologia B” dell’insegnamento “Geologia”, insegnamento del primo anno del Corso di Laurea in Geologia per l’Ambiente e il Territorio e per il Corso di Laurea in Scienze Ambientali e Naturali presso l’Università degli Studi di Siena. I contenuti del modulo sono pensati per fornire allo studente i concetti base per lo studio delle rocce sedimentarie ed in particolare sulla loro formazione, la loro classificazione, lo sviluppo di bacini e ambienti sedimentari. Queste dispense sono pensate per un corso di base e non coprono assolutamente tutti gli aspetti dello studio sedimentologico e stratigrafico delle rocce sedimentarie, a cui si rimanda a altri insegnamenti del corso di laurea e ad altri testi specialistici.

Per non appesantire queste dispense i riferimenti bibliografici utili ad approfondire alcune parti del corso non sono stati inseriti nel testo, ma sono riportati alla fine delle dispense.

Le figure inserite sono solo quelle strettamente necessarie alla comprensione del testo. Assieme a queste dispense sono rese disponibili le diapositive usate a lezione, queste diapositive contengono tutte le figure di queste dispense più numerose altre figure utili. Si consiglia quindi di utilizzare anche le diapositive distribuite a lezione durante la lettura di queste dispense.

Per la stesura di queste dispense è stato utilizzato materiale didattico gentilmente fornito dal Prof. Armando Costantini e Gianluca Cornamusini, che ringrazio.

Queste dispense in formato PDF sono liberamente scaricabili dal sito web:
<https://www.pconti.net>

Parte I

Principi di sedimentologia

1

Alterazione, erosione e trasporto

1.1 Come si forma una roccia sedimentaria

È necessario distinguere innanzi tutto tra *sedimenti*, cioè aggregati di materiale incoerente, e *rocce sedimentarie* cioè materiale litificato coerente.

La genesi di un sedimento e la successiva formazione di una roccia sedimentaria avvengono in un processo continuo in cui sono importanti questi quattro aspetti.

- a) *Provenienza*. Si intende la localizzazione, il clima, la composizione litologica, il rilievo e l'ambiente tettonico dell'area da cui il sedimento proviene.
- b) *Trasporto*. Si intende l'opera che agenti quali acqua, vento e ghiaccio, esercitano sui residui prodotti dalla disgregazione delle rocce preesistenti e in genere sui sedimenti esistenti.
- c) *Deposizione*. Sono i vari processi che avvengono quando il sedimento, dopo un trasporto più o meno lungo, si deposita in certo ambiente.
- d) *Diagenesi*. Insieme dei processi fisici e chimici che trasformano il sedimento sciolto in una roccia solida (litificata).

Queste quattro fasi sono molto importanti per alcuni tipi di rocce, per esempio per le *rocce terrigene*, cioè rocce che derivano dall'erosione di rocce preesistenti, mentre per altri tipi di rocce, per esempio per le *rocce evaporitiche*, cioè rocce che si formano per precipitazione diretta, provenienza e trasporto non sono significativi.

1.2 Ciclo delle rocce

L'origine della maggior parte dei sedimenti e delle rocce sedimentarie è da ricercarsi nelle rocce magmatiche, metamorfiche e sedimentarie che si trovano esposte nelle aree continentali della Terra (Fig. 1.1).

Condizione iniziale perché ciò avvenga è che in queste aree le rocce esposte siano soggette a sollevamento, a questo punto esse sono soggette ad erosione, si creano detriti clastici e vari tipi di ioni entrano in soluzione nei suoli e nelle acque superficiali. L'erosione a questo punto rimuove il materiale alterato, che viene trasportato o portato in soluzione mediante vari meccanismi. A questo punto il materiale viene depositato attraverso processi fisici, chimici o biologici in un ambiente sedimentario, in un'area continentale o oceanica, creando così un *sedimento*. Alla fine il processo di litificazione trasforma un sedimento

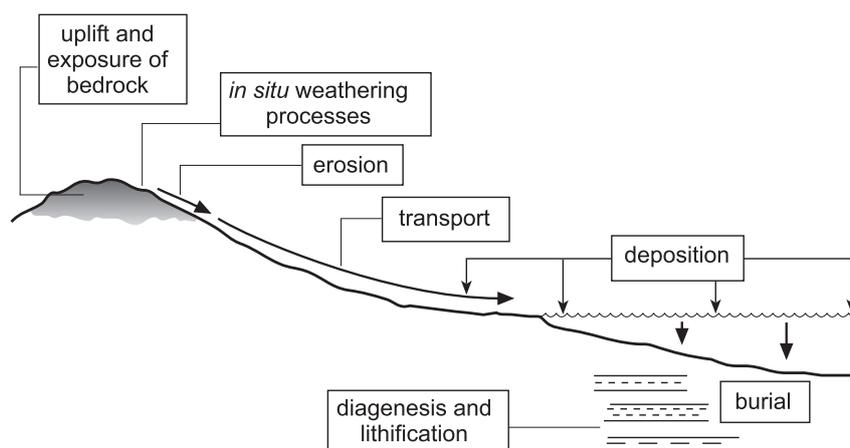


Figura 1.1 Processi che agiscono durante il trasporto e la formazione di rocce sedimentarie.

in una *roccia sedimentaria*, che eventualmente in seguito può essere nuovamente esposta all'erosione. Questi processi sono noti nel loro insieme come *ciclo delle rocce*.

1.3 Processi orogenici

La teoria della Tettonica delle Placche fornisce un quadro generale per comprendere i processi di formazione delle catene montuose e soprattutto per spiegare l'origine delle varie strutture morfologiche che sono presenti sulla Terra. Le aree con maggiore elevazione della superficie terrestre sono situate in aree di collisione e subduzione tra due placche (es. Himalaya, Ande), ma anche nei fianchi delle zone di rift possono formarsi aree sollevate (es. Rift valley africana). Questi processi si sono avuti anche in passato come testimoniato in catene montuose oggi non più attive (Appalachi, Europa centrale-Spagna-Sardegna, Alpi, ecc.). Tutte queste aree sono le maggiori sorgenti di materiale sedimentario clastico.

Sulla superficie terrestre non tutti i movimenti verticali della crosta sono legati ai movimenti orizzontali delle placche. Il mantello al di sotto della crosta può avere temperature anomale con aree in cui è a temperature maggiori della norma (*mantle plume*) e aree in cui è più freddo del normale. In aree in cui il mantello è a temperature maggiori la crosta sovrastante è soggetta ad innalzamento a larga scala e possono formarsi vaste aree (*plateaux*) topograficamente elevate (Sud Africa) distanti dai limiti di placca.

1.4 Processi di alterazione

Le rocce esposte sulla superficie terrestre sono soggette a cambiamenti fisici e chimici a causa di vari *processi di alterazione*. Questi processi generalmente iniziano a causa dell'infiltrazione di acqua nelle fratture delle rocce, fratture che si formano quando le rocce sono portate in superficie e non sono più sottoposte agli sforzi che sono invece presenti all'interno della crosta.

1.4.1 Alterazione fisica

Questi processi rompono la roccia in parti di dimensioni variabili, fino alla separazione dei singoli minerali che la costituiscono, senza alcuna reazione chimica. I più importanti

sono i seguenti.

Ciclo gelo-disgelo (crioclastismo)

L'acqua che penetra nelle fratture delle rocce si espande quando congela allargando le fratture ed estendendole in profondità. Questo processo è attivo soprattutto nelle regioni polari e in alta montagna nelle regioni temperate, aree in cui la temperatura fluttua attorno a 0° C.

Formazione di sali (aloclastismo)

Acqua di mare e acque in cui sono disciolte significative quantità di sali (solfato di sodio, solfato di magnesio, cloruro di calcio, ecc.) possono penetrare in fratture nelle rocce. Quando l'acqua evapora si formano cristalli di sale che crescendo e aumentando di volume possono allargare le fratture preesistenti. Questo fenomeno è particolarmente intenso nelle aree ove l'evaporazione è attiva, cioè nei deserti o lungo le aree costiere.

Espansione termica (termoclastismo)

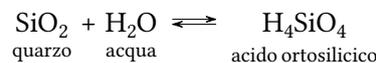
Variazioni di temperatura di alcune decine di gradi tra il giorno e la notte si possono avere in alcune aree. Se la roccia è costituita da minerali differenti che hanno diversi coefficienti di espansione termica, cioè si espandono e si contraggono in modo differente, si possono formare delle forze interne alla roccia che possono provocare fratture. Questo processo può portare a *esfoliazione* della roccia, cioè formazione di fratture parallele alla superficie con formazione di lastre planari concentriche.

1.4.2 Alterazione chimica

Questi processi implicano reazioni chimiche che cambiano la composizione mineralogica della roccia. I più importanti sono i seguenti.

Dissoluzione

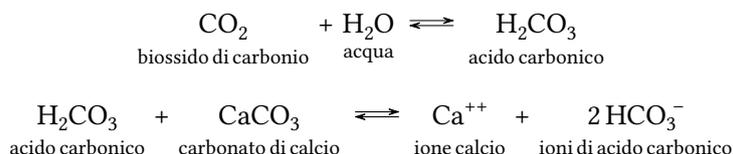
Le rocce sono composte essenzialmente da minerali silicatici, questi sono solo debolmente solubili in acqua alle normali temperature della superficie terrestre, quindi la maggior parte delle rocce non sono soggette a rapida dissoluzione in condizioni normali. La reazione di dissoluzione di silicati è la seguente e porta silice in soluzione come acido ortosilicico:



Vi sono tre gas presenti nell'atmosfera che possono contribuire al processo di dissoluzione:

- il biossido di zolfo, SO₂, prodotto dalle eruzioni vulcaniche o proveniente dai combustibili fossili, è in grado di trasformarsi in acido solforico (H₂SO₄) e, cadendo al suolo attraverso la pioggia, causare la dissoluzione delle rocce;
- l'azoto atmosferico, N, trasformandosi in acido nitrico (HNO₃) può causare la disgregazione in soluzione delle rocce;
- il biossido di carbonio (CO₂) proveniente dalle emissioni inquinanti.

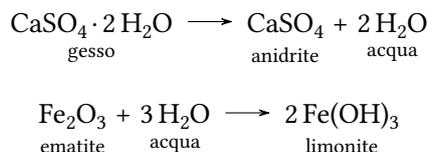
Minerali carbonatici sono invece solubili se l'acqua piovana ha una composizione acida. L'acqua piovana si combina con il biossido di carbonio presente nell'aria per formare l'acido carbonico (H_2CO_3), un acido debole che reagisce con il carbonato di calcio (il calcare) per formare uno ione Ca^{++} e due ioni HCO_3^- in soluzione. Essi non si legano in modo stabile a formare il bicarbonato di calcio, perché in condizioni normali esso esiste solo in soluzione, non allo stato solido. Le reazioni sono:



Molto solubili sono invece minerali evaporitici quali halite (o salgemma, cloruro di sodio: NaCl) e gesso (solfato di calcio: CaSO_4).

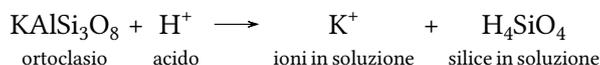
Idratazione e deidratazione

In alcuni processi di alterazione si ha combinazione di minerali con acqua per formare nuovi minerali (idratazione) oppure rimozione di acqua da reticoli cristallini in minerali per formare nuovi minerali (deidratazione). Comuni reazioni sono la reazione di deidratazione che trasforma gesso in anidrite e la reazione di idratazione che da ossidi di ferro (ematite) con acqua forma limonite (ruggine):



Idrolisi

Reazioni di idrolisi portano alla dissociazione di H_2O in ioni H^+ e OH^- e si hanno in presenza di agenti acidificanti. Questi agenti possono essere per esempio l'acido carbonico (H_2CO_3) e acidi umici cioè acidi che si formano a seguito della decomposizione di sostanze organiche nei suoli a opera di batteri. Molti silicati a seguito di idrolisi reagiscono, molto comune è la reazione di alcuni feldspati (minerali comuni nelle rocce magmatiche, es. ortoclasio) con formazione di minerali argillosi (caolinite) in presenza di acqua:



Prodotti dell'alterazione

Il materiale prodotto dall'alterazione e dall'erosione di rocce esposte sulla superficie terrestre è detto *materiale terrigeno*. Un detrito clastico terrigeno comprende minerali derivati dall'alterazione delle rocce, frammenti di roccia (frammenti litici) e nuovi minerali prodotti dai processi di alterazione. Il *regolite*, noto anche come *eluvium*, è lo strato di materiale sciolto e di granulometria eterogenea che copre uno strato di roccia compatta usualmente chiamato *roccia madre*.

I vari minerali che formano le rocce possono essere classificati in base alla loro stabilità. Minerali stabili, quali il quarzo, sono praticamente inattaccabili all'alterazione chimica e

l'alterazione fisica separa meccanicamente i vari granuli. Mica e ortoclasio sono molto resistenti all'alterazione chimica, mentre plagioclasti, anfiboli, pirosseni e olivina reagiscono facilmente in condizioni superficiali e solo raramente sono trasportati su lunghe distanze dal luogo di affioramento.

I prodotti più importanti dell'alterazione dei minerali silicatici sono i minerali argillosi, più comuni sono caolinite, illite, clorite e montmorillonite. In condizioni estreme di prolungata alterazione si possono formare ossidi di alluminio (bauxite) e ferro (ematite).

In aree dove l'alterazione chimica non è importante i frammenti litici formano la quasi totalità del detrito terrigeno. La composizione di questo detrito riflette di solito la composizione della roccia madre sottostante. Alcune litologie hanno vita relativamente breve come detrito (es. detrito di rocce evaporitiche) e si dissolvono rapidamente.

Suoli

La formazione di un suolo è uno stadio importante nella trasformazione di una roccia in detrito che poi può essere trasportato e sedimentato. Alterazione chimica e fisica sul posto (*in situ*) di una roccia forma un suolo che poi può essere ulteriormente trasformato da processi biologici. Le radici delle piante che penetrano nella roccia possono accelerare i processi di alterazione, in quanto l'accumulo di materiale vegetale (*humus*) porta alla formazione di acidi che aumentano l'acidità delle acque percolanti e quindi l'alterazione.

Con il passare del tempo i suoli al di sopra di una roccia aumentano di spessore, ma l'azione della gravità o dell'acqua possono rimuovere del tutto o in parte un suolo. Questo è particolarmente importante in aree montuose con pendii ripidi o in aree pianeggianti a causa dell'azione dei fiumi. In aree continentali suoli che si formano in un certo intervallo di tempo possono essere ricoperti da suoli che si sviluppano in epoche successive, e sono detti *paleosuoli*.

Un suolo si compone di diversi orizzonti, livelli sovrapposti distinguibili tra loro a occhio nudo in base alle loro caratteristiche fisiche e chimiche; la successione degli orizzonti costituisce il *profilo* di un suolo.

Procedendo dalla superficie in profondità, gli orizzonti sono contraddistinti dalle lettere O, A, B, C e R (Fig. 1.2). Non tutti gli orizzonti pedologici sono presenti in tutti i suoli. Più in dettaglio si ha:

- Orizzonte O: è lo strato più superficiale; di spessore limitato, formato di sostanza organica (vegetale e animale) indecomposta o solo parzialmente decomposta.
- Orizzonte A: è lo strato più ricco di sostanza organica, in cui è particolarmente spiccata l'attività di decomposizione. Viene anche detto orizzonte eluviale, poiché in esso è intensa l'asportazione dei componenti solubili, inorganici e organici a opera dell'acqua che s'infiltra nel suolo e li trasporta nell'orizzonte sottostante. Esso può essere ulteriormente suddiviso in sottorizzonti A1, A2 e A3, con caratteristiche intermedie.
- Orizzonte B: è più povero di humus rispetto all'orizzonte A; viene anche detto orizzonte illuviale, poiché è quello in cui si concentrano i materiali asportati dalle acque dall'orizzonte superiore. Anche in questo orizzonte si possono distinguere dei sottorizzonti B1, B2 e B3.
- Orizzonte C: si tratta dello strato più profondo del suolo, costituito dalla roccia in via di alterazione. In esso può essere presente un sottile strato di colore grigio, verdastro o rossiccio, formato da minerali di ferro associati all'argilla. Anche in questo orizzonte

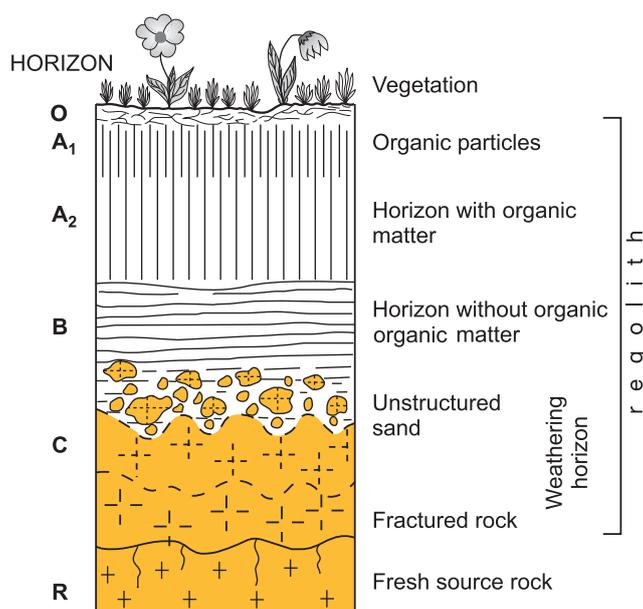


Figura 1.2 Profilo di un suolo e suddivisione nei vari orizzonti sulla base della materia organica presente e il grado di alterazione della roccia madre.

si distinguono sottorizzonti: sono indicati con C1 quelli dove il grado di degradazione della roccia è più avanzato, con C2 quelli dove lo è meno.

- Orizzonte R: è il simbolo che indica la roccia-madre inalterata sottostante il suolo.

1.5 Erosione e trasporto

Con il termine *erosione* si intende la rimozione del regolite, cioè del materiale detritico alterato, esistente al di sopra di una roccia madre. Il materiale alterato può essere trasportato verso il basso per azione della forza di gravità, può essere "dilavato" dall'azione dell'acqua, può essere trasportato per azione del vento o del ghiaccio. Il movimento del materiale alterato trasportato per mezzo della gravità può muoversi per tratti molto brevi, generalmente dai fianchi delle montagne ai fondovalli, il trasporto su grandi distanze avviene in presenza di acqua e solo in ambienti particolari per mezzo di ghiaccio e vento.

1.5.1 Erosione e trasporto per mezzo della gravità

Lungo i pendii delle montagne, specialmente in aree con pareti montuose molto inclinate, il movimento verso il basso di materiale alterato avviene a causa della forza di gravità (Fig. 1.3).

Si possono avere movimenti di materiale alterato e roccia (*frane*), in cui si possono le masse rocciose sciolate verso il basso possono essere fortemente fratturate (frane in roccia), oppure possono conservare il loro assetto originario (frane di scivolamento). Questi movimenti possono essere innescati da terremoti, da lavori dell'uomo alla base di aree franose, ma soprattutto dall'azione delle acque meteoriche. Se il regolite contiene molta acqua può muoversi verso valle con un movimento lento e continuo (*soil creep*) non apprezzabile a occhio nudo. In un processo di *slumping* si ha un movimento rapido (istantaneo) in cui il

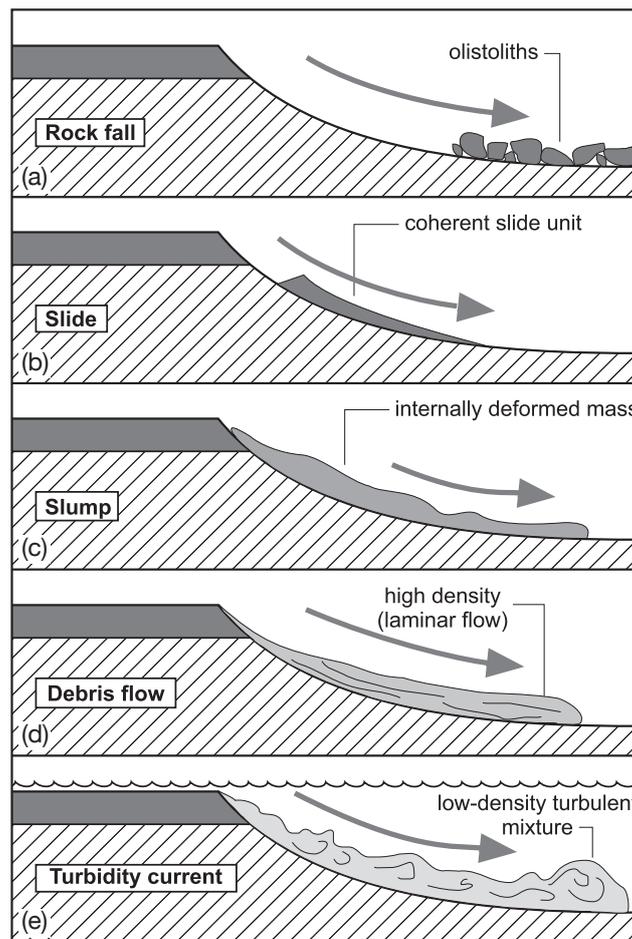


Figura 1.3 Meccanismi di trasporto legati alla gravità. (a) Frana in roccia. (b) Frana di scivolamento. (c) Slump. (d) Debris flow. (e) Corrente di torbida. Frane possono attivarsi in presenza di acqua oppure no, gli altri meccanismi avvengono solo in presenza di acqua.

materiale alterato si muove lungo i pendii in modo plastico a causa dell'alto contenuto in acqua e si deforma internamente.

In aree montuose con pareti molto inclinate si può avere che il materiale alterato si stacca dalla parete rocciosa in modo continuo (granulo dopo granulo, blocco dopo blocco) e si accumula alla base delle pareti montuose stesse. Questi accumuli di detriti spesso si concentrano allo sbocco di valli molto incise e hanno la forma di conoidi (*conoidi di detrito*). In queste conoidi si accumula materiale angolare di vario tipo, angolare in quanto il trasporto è limitato (qualche centinaio di metri), privo generalmente di stratificazione. Questi conoidi di detrito si distinguono da quelli alluvionali in quanto in questi l'acqua non entra in gioco durante il processo di trasporto.

1.5.2 Erosione e trasporto per mezzo dell'acqua

Le acque meteoriche hanno un'azione di dilavamento del regolite e un trasporto verso valle del materiale alterato. L'entità del trasporto dipende da vari fattori quali per primo dalla quantità di acqua durante l'evento pluviale, dalla morfologia dell'area (l'acqua ha una velocità maggiore su pendii molto inclinati), dalla vegetazione (presenza di vegetazione

riduce l'erosione del suolo). La maggior parte del trasporto si ha quindi durante eventi pluviali intensi, in aree montuose con pendii ripidi, in aree prive o con limitata vegetazione.

Il materiale dilavato si concentra in canali, torrenti e poi in fiumi. Fiumi durante il loro percorso possono erodere lungo le loro sponde altri regoliti producendo erosione in altre aree. Il materiale eroso viene trasportato in sospensione dalle acque, mentre i blocchi più grandi vengono trascinati lungo il letto del fiume dall'azione della corrente. Alla confluenza con altri fiumi si possono formare *conoidi alluvionali*. Questi processi portano allo sviluppo di ambienti deposizionali noti come *ambienti fluviali*.

1.5.3 Erosione e trasporto per mezzo del vento

L'azione del vento può portare al trasporto di materiale di dimensioni al massimo millimetriche (arenitiche, siltitiche, lutitiche). Erosione a causa del vento è maggiore in aree prive di copertura vegetale, per esempio in aree polari, sub-polari, ad elevate altitudini e in aree desertiche aride.

Il materiale preso in carico dai venti può essere trasportato per centinaia o migliaia di chilometri e le dimensioni del materiale trasportato dipendono dalla forza (velocità) dei venti presenti. Questo processo portano allo sviluppo di ambienti deposizionali noti come *ambienti eolici*.

1.5.4 Erosione e trasporto per mezzo del ghiaccio

Il processo di erosione per mezzo del ghiaccio contribuisce in generale in modo limitato al trasporto del materiale detritico terrigeno, in quanto è limitato alle aree montuose elevate ove sono presenti ghiacciai. Nelle aree polari costantemente coperte da ghiacciai invece il suolo è molto ridotto e costantemente ghiacciato, in queste aree le parti basali dei ghiacciai sono "attaccate" al suolo ghiacciato e i ghiacciai si muovono solo per deformazione interna.

Nelle aree temperate il movimento dei ghiacciai provoca abrasione nei depositi sottostanti e il loro trasporto. Nel caso di ghiacciai che fluiscono in aree con rocce che in qualche modo ne ostacolano il corso, l'azione del ghiacciaio può rimuovere questi ostacoli e trasportare blocchi di notevoli dimensioni.

1.6 Denudamento e tettonica

Con il termine *denudamento* si intende la diminuzione delle quote della superficie terrestre attraverso i processi di alterazione ed erosione. Più precisamente si può usare il termine *esumazione* con il quale si intende lo spostamento di una roccia verso la superficie terrestre a seguito dei processi di erosione.

La velocità di denudamento è determinata da una serie di fattori topografici e climatici, che a loro volta influenzano alterazione e trasporto, e dalla composizione delle rocce e dalla loro resistenza all'erosione. La creazione di una certa topografia in un'area è però in ultima analisi legata ai processi che avvengono nelle placche e di conseguenza la *tettonica* gioca il principale ruolo nello sviluppo di una certa topografia in un'area.

Il denudamento (o esumazione) ha come effetto la rimozione di materiale dalle aree emerse e questo solitamente ha come conseguenza un sollevamento isostatico, riduzione della topografia, fino a che le "radici" della crosta ispessita non hanno il solito spessore della crosta circostante (Fig. 1.4a) e l'area montuosa non viene completamente cancellata.

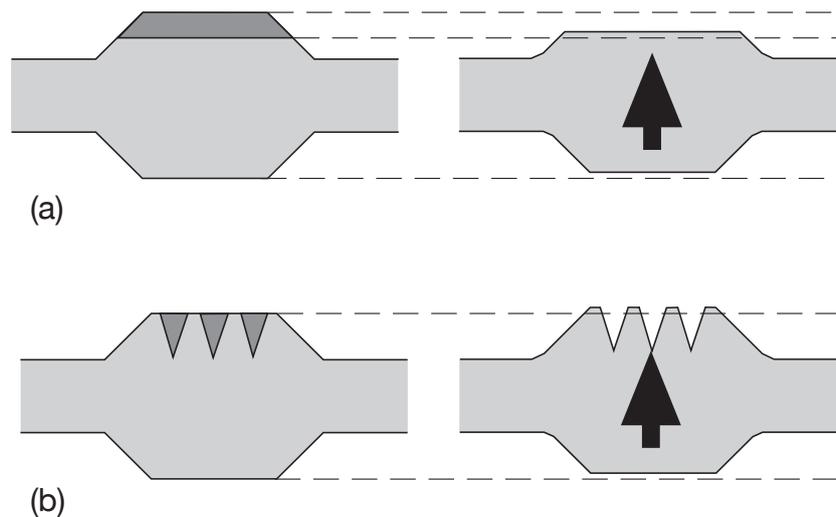


Figura 1.4 (a) Crosta ispessita sottoposta ad erosione, che provoca compensazione isostatica con sollevamento e generale abbassamento della topografia. (b) In una crosta ispessita in cui si ha un'elevata erosione da parte di fiumi si può avere ugualmente sollevamento. In questo caso si possono generare aree montuose con notevoli dislivelli topografici.

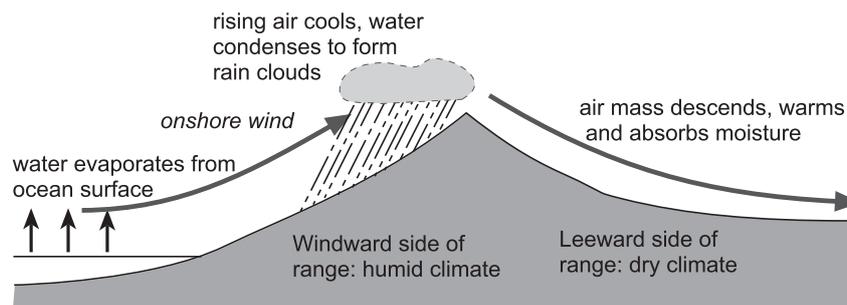


Figura 1.5 Effetto della presenza di catene montuose nello sviluppo di piogge: l'umidità presente nelle nubi si può scaricare sotto forma di pioggia se le nubi devono attraversare una catena montuosa.

Se l'erosione non avviene in modo omogeneo su larga scala ma solo localmente per mezzo di fiumi che incidono profondamente un'area (Fig. 1.4b), si ha ugualmente un sollevamento dell'area, un ulteriore aumento dell'erosione da parte dei fiumi con conseguente allargamento delle valli, diminuzione delle aree montuose e infine di nuovo completa eliminazione dell'area montuosa.

Abbiamo visto come il clima controlla la velocità di alterazione, erosione e denudamento. Il clima in un'area può essere però fortemente influenzato anche dalla topografia dell'area stessa. Se per esempio in prossimità di un'area marina è presente una catena montuosa (Fig. 1.5) l'umidità che si origina nell'area marina forma delle nubi che se sono trasportate verso le montagne devono forzatamente alzarsi di quota (il loro movimento è ostacolato dalle montagne) raffreddandosi e generando spesso forti piogge. A questo punto i venti che superano le montagne sono secchi e condizionano il clima dalla parte opposta delle montagne originando aree con clima arido (es. Himalaya-Tibet).

2

Classificazione delle rocce sedimentarie

Molti sono gli schemi proposti per la classificazione e la nomenclatura delle rocce sedimentarie.

Se consideriamo l'aspetto composizionale, in una roccia possiamo riconoscere dei *componenti terrigeni* (generati dalla disgregazione di rocce preesistenti e trasportati nel bacino di sedimentazione, es. frammenti di roccia, granuli di quarzo, frammenti di calcare, minerali argillosi, ecc.), *dei componenti allochimici* (particelle che si originano per precipitazione chimica o secrezione organica in un bacino e che poi vengono spostate in un altro ambiente sedimentario, es. gusci di fossili, ooliti, granuli di minerali, ecc.) e dei *componenti ortochimici* (particelle che si originano per precipitazione chimica o secrezione organica in un bacino e non subiscono successivamente trasporto, es. minerali evaporitici, cementi, ecc.). A seconda dei componenti prevalenti si possono avere quindi delle *rocce terrigene*, delle *rocce allochimiche* e delle *rocce ortochimiche*.

Se consideriamo l'aspetto sedimentologico le rocce possono essere suddivise in *rocce particellari* (rocce costituite da elementi singoli che subiscono trasporto e vengono accumulati, es. conglomerati, arenarie, ecc.), *rocce cristalline* (derivate da processi chimici, es. salgemma, anidrite, ecc.), *rocce biocostruite* (accresciute in situ a seguito dell'attività di organismi quali alghe, coralli, ecc.) e *rocce residuali* (si formano in situ per degradazione di materiali pre-esistenti e che subiscono un trasporto limitato o nullo).

Dal punto di vista pratico, oltre il 90% delle rocce sedimentarie è costituito dalle *rocce terrigene silicoclastiche* e dalle *rocce carbonatiche*, mentre in percentuali minori (ma molto importanti dal punto di vista economico) sono le *rocce silicee*, le *rocce evaporitiche*, le *rocce ferrifere*, le *rocce alluminifere*, le *rocce fosfatice*, le *rocce di origine organica* e le *rocce vulcanoclastiche*. Questa classificazione semplificata sarà quella adottata in queste dispense ed è riportata il Fig. 2.1.

All'interno dei capitoli successivi saranno illustrati in dettaglio i principi classificativi di ognuno di questi tipi di rocce.

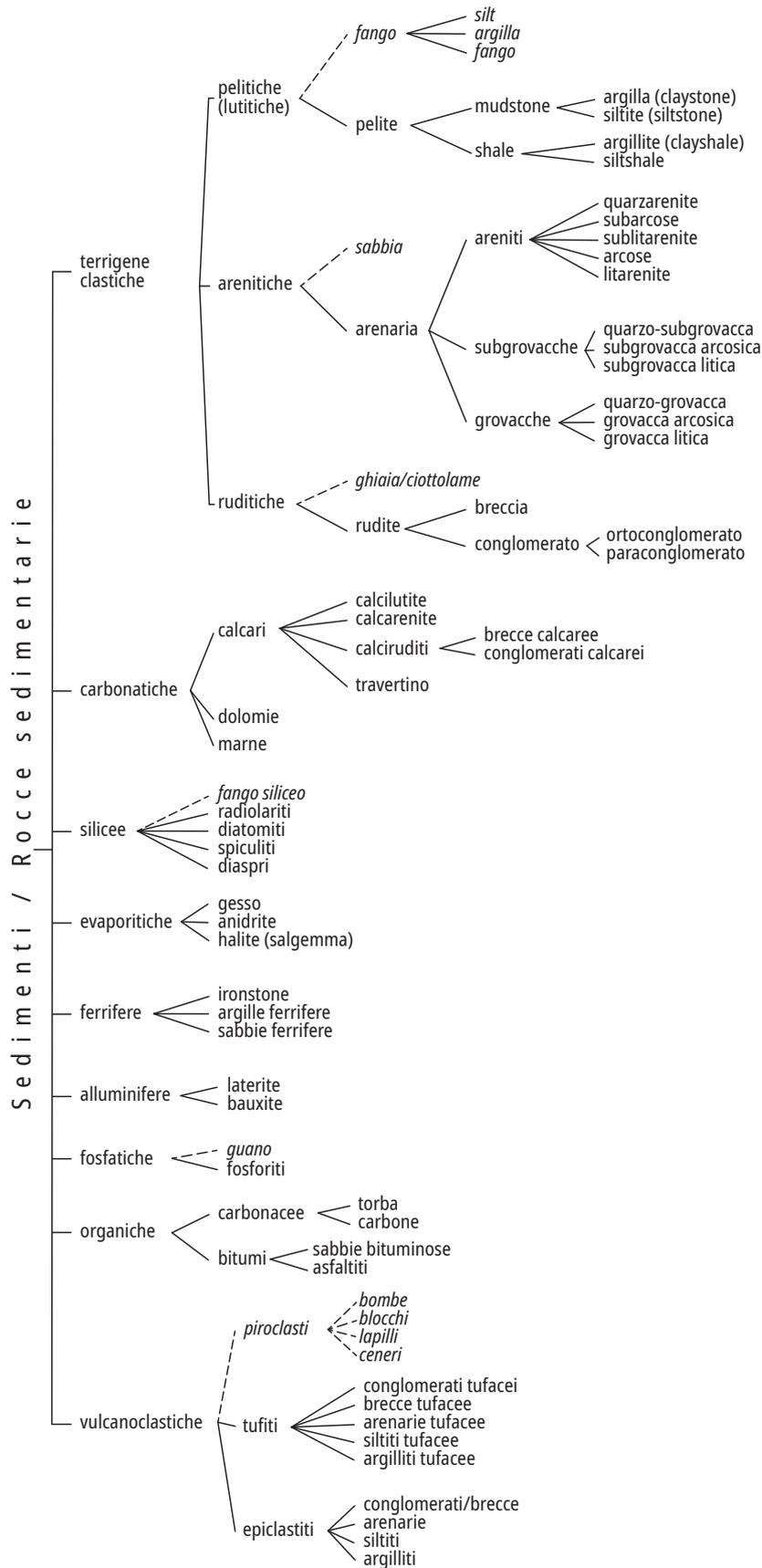


Figura 2.1 Schema classificativo dei sedimenti (in corsivo) e delle rocce sedimentarie.

3

Sedimenti e rocce terrigene clastiche

3.1 Classificazione

Come *materiale terrigeno clastico* si intende il materiale costituito da clasti derivati da rocce pre-esistenti a seguito dei processi di erosione, ed è costituito essenzialmente da minerali silicatici: per questo materiale vengono anche utilizzati i termini di *sedimenti detritici* oppure *sedimenti silicoclastici*. Le rocce che derivano dalla litificazione di questi sedimenti sono dette *rocce terrigene clastiche*.

I sedimenti e le rocce terrigene clastiche sono classificate sulla base delle dimensioni medie dei clasti che le costituiscono, che possono avere dimensioni variabili da qualche micron a qualche metro, secondo lo schema di Fig. 3.1. Per i sedimenti a seconda delle dimensioni degli elementi che li costituiscono sono usati i termini di *ghiaia*, *sabbia*, *silt*, *fango*, mentre per le corrispondenti rocce sedimentarie si usano i termini di *breccia*, *conglomerato* (rocce ruditiche), *arenaria* (rocce arenitiche), *siltite* e *argillite*. Le siltite e le argillite sono anche indicate come *rocce pelitiche* o *peliti*.

3.2 Ghiaia, conglomerati, brecce

Consideriamo la natura dei clasti presenti in un conglomerato o una breccia (dimensioni > 2 mm): se tutti i clasti sono della stessa natura (es. tutti graniti) si dice che il conglomerato è *monomittico*, se hanno origine differente si dice *polimittico*, mentre se ci sono pochi (due o tre) tipi di clasti si dice *oligomittico*.

Un conglomerato solo raramente è composto solo esclusivamente da clasti di dimensioni maggiori di 2 mm, ma ci può essere un certa percentuale di materiale a granulometria più fine: questo materiale fine presente tra i clasti è detto *matrice*. Ci possono essere conglomerati che sono detti *clasto-sostenuti* (o *ortoconglomerati*) in cui i singoli clasti sono a contatto, e conglomerati *matrice-sostenuti* (o *paraconglomerati*) in cui i clasti sono completamente circondati e immersi nella matrice.

La forma dei clasti in un conglomerato o breccia dipende dalla natura dei clasti, dalla loro capacità di fratturarsi durante il trasporto e dal tipo di trasporto che hanno subito. Rocce che sviluppano fratture in tutte le direzioni formano blocchi equidimensionali (o sferoidali), rocce che si fratturano formando lastre originano clasti di forma tabulare (oblati), clasti di forma allungata (prolati) sono più rari e si formano da rocce metamorfiche in cui sono presenti varie foliazioni al loro interno.

mm	μm	Phi	classe granulometrica	sedimento	roccia	
4096		-12	blocco		mega-conglomerato	
256		-8	masso			
64		-6	ciottolo grossolano	ghiaia	conglomerato / breccia	ruditi / psefiti
4		-2	ciottolo			
2		-8	granulo			
1		0	molto grossolana	sabbia	arenaria	areniti / psammiti
0,5	500	1	grossolana			
0,25	250	2	media			
0,125	125	3	fine			
0,0625	63	4	molto fine			
0,031	31	5	grossolana	silt (limo)	siltite	lutiti / peliti
0,0156	15,6	6	media			
0,008	8	7	fine			
0,004	4	8	molto fine			
				argilla	fango	argillite

Figura 3.1 Classi granulometriche per sedimenti e rocce sedimentarie. La scala Phi (ϕ) è il logaritmo in base 2 del diametro dei clasti in millimetri.

Quando clasti tabulari sono trasportati dalle acque essi possono assumere una orientazione preferenziale e sovrapporsi parzialmente, questo tipo di giacitura è detta *imbricata*. Con questa giacitura l'acqua può fluire facilmente sui clasti, mentre i clasti orientati contro la corrente vengono riorientati. La direzione di imbricazione dei clasti che si può osservare oggi in un conglomerato è molto importante ci fornisce quindi informazioni la direzione del flusso delle acque nel passato.

3.3 Sabbie e arenarie

Grani di sabbia sono formati dai processi di fratturazione, alterazione e erosione di rocce preesistenti, come già visto nel Capitolo 1.4. Si possono distinguere *granuli minerali detritici* quando si tratta di singoli minerali e *frammenti litici* quando si tratta di frammenti roccia, sempre di dimensioni della sabbia. I grani possono essere anche di origine biogenica (*frammenti biogenici*), cioè rappresentare frammenti di piante o scheletri fossili.

Una *sabbia* è un sedimento che è formato da grani di dimensioni comprese tra 63 μm e 2 mm, una *arenaria* è una roccia sedimentaria con granuli di queste dimensioni.

Sebbene il termine arenaria non ha nessuna implicazione composizionale, i principali minerali che comunemente costituiscono le arenarie sono: quarzo, feldspati, muscovite, biotite, minerali pesanti (zirconio, tormalina, rutilo, ecc.).

Mentre si ha deposizione di sabbie in un certo ambiente sedimentario si può avere la crescita di minerali, questi sono detti *minerali autigeni*. In seguito possono essere rielaborati e risedimentati. La glauconite è un ossido di ferro di colore verde che si forma in modo autigeno in ambienti marini di mare basso. Tra i singoli grani di sabbia si può avere presenza di materiale a grana molto più fine (silt, argilla), questo materiale è detto *matrice* se si deposita

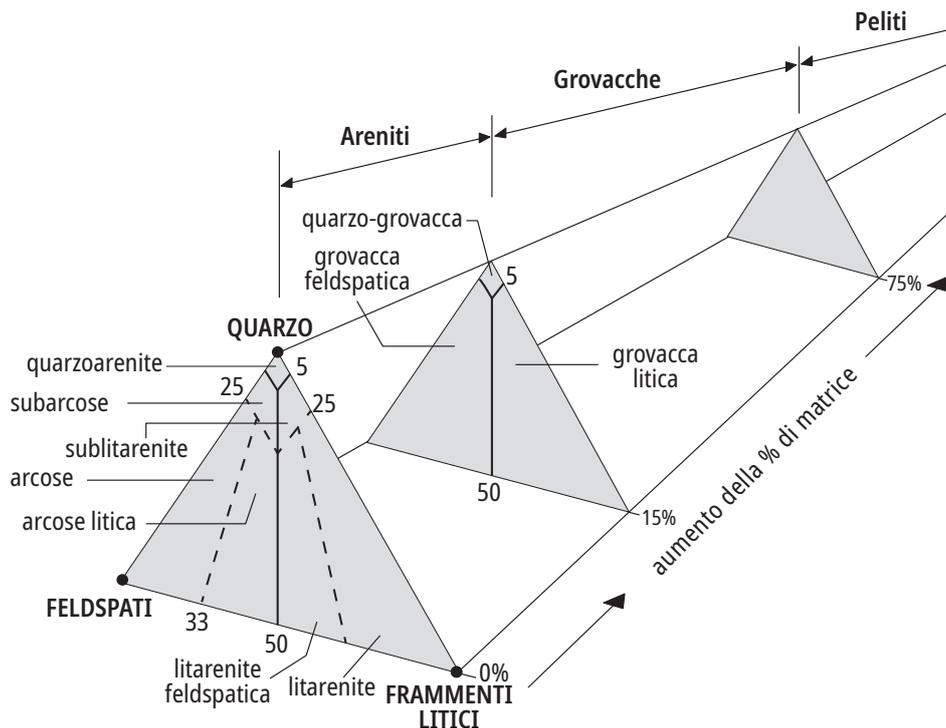


Figura 3.2 Diagrammi triangolari per la classificazione delle arenarie/grovacche. Per la lettura dei diagrammi triangolari si veda l'Appendice a pag. 121. Se la matrice è meno del 15% la roccia è una *arenite* e la percentuale relativa di quarzo, feldspati e frammenti litici permettono di classificare la roccia come quarzoarenite, sub-arcose, sub-litarenite, arcose, arcose litica, arenite arcosa, arenite litica. Se la percentuale di matrice è compresa tra il 15% e il 75% la roccia è una grovacca (*greywacke*) e si può distinguere: grovacca litica, grovacca feldspatica, quarzo-grovacca. Se la matrice è maggiore del 75% la roccia è una pelite (argilla).

assieme ai grani, mentre è detto *cemento* se il materiale è precipitato chimicamente tra i granuli dopo la loro deposizione.

Per quanto riguarda la nomenclatura e classificazione delle arenarie, la prima informazione che si può dare è sulla composizione usando termini quali "arenaria micacea", "arenaria calcarea", "arenaria glauconitica", ecc. Se è possibile studiare una arenaria al microscopio è possibile stabilire la quantità di quarzo presente, la quantità di feldspati, di frammenti litici e di matrice. Stabilita la percentuale relativa di questi componenti è possibile usare i diagrammi triangolari di Fig. 3.2 in cui sono indicati termini quali *arcose*, *quarzoarenite*, *grovacca*, ecc.

3.4 Peliti, siltiti, argille

Il *silt* è definito come il materiale di dimensioni comprese tra 4 e 62 μm (Fig. 3.1), l'*argilla* (*clay*) è il sedimento di dimensioni minori di 4 μm . Con il termine *fango* (*mud*) si indica un materiale di granulometria argilloso-siltoso. Le *peliti* (*mudstone*) sono l'equivalente litificato del fango e sono rocce massive senza alcuna fissilità (capacità di rompersi in una direzione di solito parallela alla stratificazione), al contrario delle *argilliti* (*shale*) che sono di solito laminate e fissili. Il termine *ardesia* (*slate*) si riferisce ad argilliti fissili con debole metamorfismo. In italiano con il termine *argilla* si indica anche la roccia sedimentaria che contiene particelle di dimensioni minori di 4 μm . Per rocce in cui è presente una certa



Figura 3.3 Schema classificativo per peliti-arenarie-ruditi.

percentuale di materiale di dimensione ruditica, arenitica e pelitica, è possibile utilizzare il diagramma triangolare di Fig. 3.3 per l'uso di termini quali *pelite arenacea*, *conglomerato arenaceo-pelitico*, ecc.

I minerali che costituiscono le peliti sono di solito fillosilicati (minerali con struttura a strati) indicati complessivamente come “minerali argillosi”. Si possono avere minerali a due strati (caolinite), a tre strati (montmorillonite) a quattro strati (clorite) e a strati misti. I minerali argillosi hanno caratteristiche fisico-chimiche peculiari, quali la capacità di assorbimento d'acqua, scambio ionico e fissazione di cationi. Queste caratteristiche conferiscono alle argille una sensibile plasticità se miscelato con acqua (sviluppo di frane in terreni argillosi) e refrattarietà se disidratate, proprietà che hanno permesso lo sviluppo dell'industria laterizia e ceramica. Date le dimensioni dei granuli estremamente piccoli e non visibili a occhio nudo, l'analisi delle peliti viene comunemente condotta mediante analisi chimiche e a raggi X.

3.5 Tessitura delle rocce terrigene clastiche

La forma dei clasti, il loro grado di classazione e la proporzione tra clasti e matrice sono tutti aspetti che definiscono la *tessitura* di una roccia o sedimento. Vediamo alcuni termini che consentono di descrivere la tessitura di una roccia sedimentaria terrigena clastica.

Clasti e matrice I frammenti che costituiscono una roccia sono detti clasti, e possono avere dimensioni molto variabili. La *matrice* di una roccia è il materiale a granulometria fine che riempie gli spazi tra i granuli. Nel caso di una arenaria la matrice ha dimensioni del silt o dell'argilla, nel caso di un conglomerato la matrice può avere le dimensioni di un'arenaria, silt o argilla.

Classazione La *classazione* (ingl. sorting) è la descrizione della distribuzione delle dimensioni dei clasti presenti in una roccia: una roccia “ben classata” è composta da clasti tutti circa della stessa dimensione, una roccia “poco classata” è costituita da clasti di dimensioni molto differenti tra loro. La classazione di una roccia è funzione dell'origine e del trasporto che ha subito il sedimento, durante il trasporto del sedimento infatti si ha una separazione dei vari clasti durante il percorso. Delle tavole di riferimento permettono una stima a occhio della classazione.

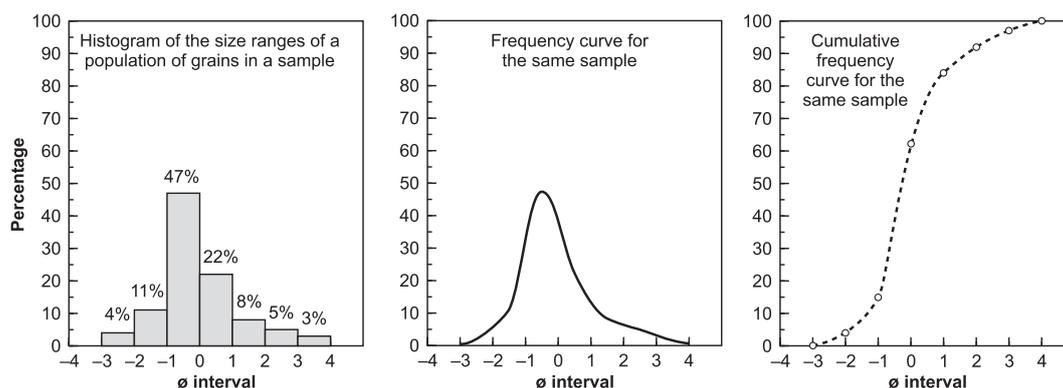


Figura 3.4 Istogramma, distribuzione della frequenza per un sedimento. Notare che in ogni grafico le dimensioni dei granuli diminuiscono verso destra.

Arrotondamento Durante il trasporto i singoli clasti vengono a contatto tra loro e urtandosi l'abrasione porta all'eliminazione delle asperità e si arriva ad avere dei clasti arrotondati. Anche in questo caso maggiore è il trasporto maggiore è il grado di arrotondamento dei clasti. Delle tavole di riferimento permettono una stima visiva dell'arrotondamento.

Sfericità Per ogni singolo clasto si può stabilire quanto questo sia assimilabile alla forma di una sfera. Clasti di forma allungata o a disco hanno una bassa sfericità. La sfericità di un clasto dipende dalla litologia originaria e dalla forma originaria del frammento. Delle rocce con fissilità si alterano producendo frammenti di forma planare che durante il trasporto possono assumere forme a disco, ma difficilmente produrranno clasti sferici. Clasti da rocce massive possono produrre clasti sferici.¹

3.5.1 Dimensioni dei clasti

La determinazione delle percentuali relative delle differenti dimensioni dei granuli nelle rocce è detta *analisi granulometrica*. Nel caso di conglomerati e breccie questa analisi può essere compiuta direttamente in campagna. Per sedimenti con clasti di dimensioni minori (arenarie, siltiti) il materiale viene fatto passare attraverso una serie di setacci con dimensioni delle maglie via via minori, in questo modo si può stabilire la quantità di materiale delle varie dimensioni. Per le argille è più complicato e si possono usare metodi basati sulla decantazione del materiale argilloso in un fluido oppure tecniche laser. I risultati possono essere poi riportati in vari tipi di grafici (Fig. 3.4). La granulometria dei depositi è strettamente legata ai processi di trasporto e sedimentazione.

3.5.2 Maturità

Un sedimento o una roccia sedimentaria clastica si dice che possiede un certo grado di *maturità*. Con questo termine si indica quanto un sedimento ha cambiato la sua composizione rispetto alla roccia madre originaria da cui deriva. È possibile indicare una maturità tessiturale oppure una maturità composizionale, solitamente un sedimento o una roccia che ha un'elevata maturità composizionale ha anche un'alta maturità tessiturale, ma questo non è sempre necessariamente vero.

¹Diagrammi per determinare classazione, arrotondamento e sfericità di un sedimento o roccia sono riportati nelle diapositive usate a lezione.

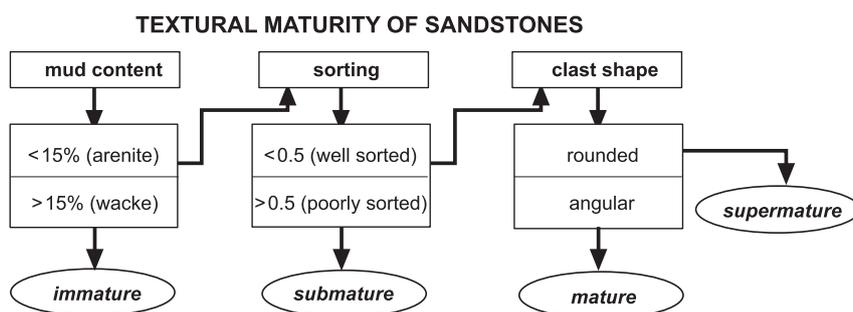


Figura 3.5 Diagramma per determinare la maturità tessiturale di un sedimento o roccia sedimentaria terrigena clastica.

Maturità tessiturale

La tessitura di un sedimento ci può fornire informazioni sull'erosione, il trasporto e i processi di deposizione che hanno subito i granuli di una roccia sedimentaria. La *maturità tessiturale* di un sedimento o di una roccia può essere espressa con l'aiuto del diagramma di Fig. 3.5. In questo diagramma si vede come una grovaccia è una roccia "immatura", un'arenite è invece considerata "submatura" se è mal classata, mentre è "matura" se presenta ancora granuli con forma angolosa o sub-arrotondata e "super-matura" se i clasti sono arrotondati. La classificazione della maturità tessiturale è indipendente dalla composizione della roccia. La maturità tessiturale di una roccia aumenta con l'aumentare dell'energia a cui è stato sottoposto un sedimento durante erosione, trasporto e deposizione, per esempio per un sedimento che viene trasportato lungo un fiume la maturità aumenta verso valle e spesso quando raggiunge il mare il moto ondoso può aumentare ancora la maturità.

Maturità composizionale

Come *maturità composizionale* (o *mineralogica*) si intende la proporzione di minerali stabili (resistenti, es. quarzo, frammenti litici quarzosi) presenti nel sedimento rispetto ai minerali più facilmente alterabili (es. feldspati, ecc). Un'arenaria si dice molto matura dal punto di vista composizionale se la percentuale di quarzo è molto alta, è quindi una quarzo-arenite secondo la classificazione di Fig. 3.2.

3.5.3 Cicli di sedimentazione

I sedimenti clastici possono essere interessati da vari cicli di sedimentazione e ogni volta la maturità tessiturale e composizionale aumenta. Un sedimento può essere originato dall'erosione di una roccia vulcanica (es. granito), essere trasportato e può deporsi in una certa area, litificandosi. La roccia sedimentaria così formata può in seguito essere nuovamente sottoposta ad erosione, trasporto e sedimentazione, cioè è sottoposta ad un "secondo ciclo" di sedimentazione. Si possono avere spesso anche tre o più cicli di sedimentazione. Alla fine solo granuli di quarzo o frammenti di silice (es diaspri) sopravvivono assieme a alcuni minerali pesanti (es. zircone).

4

Sedimenti e rocce biogeniche, chimiche e vulcanoclastiche

4.1 Calcari

I *calcari* sono definiti come rocce composte da più del 50% di carbonato di calcio (CaCO_3). A queste rocce/sedimenti ci si riferisce generalmente con il termine “calcareo” o “carbonatico” e non invece “carbonaceo”, che viene riservato rocce ricche di materiale carbonatico organico (vedi Capitolo 4.6).

4.1.1 Mineralogia

Il minerale più comune costituente dei calcari è la calcite (CaCO_3), che puro è incolore come il quarzo, ma questo può essere facilmente riconoscibile in quanto può essere rigato con una punta metallica e reagisce con acido cloridrico (HCl) diluito al 10%. La calcite si può formare in vari ambienti di sedimentazione, ma assolutamente la maggior parte di calcite che oggi ritroviamo nei sedimenti e nelle rocce ha un'origine *biogenica*, cioè sono minerali che facevano parte delle strutture scheletriche di organismi animali.

Oltre alla calcite nelle rocce si può ritrovare l'*aragonite*, minerale con la stessa composizione chimica ma diversa struttura cristallina. Molti invertebrati usano aragonite per costruire le loro parti scheletriche (es. bivalvi, coralli).

Un altro minerale comune delle rocce sedimentarie carbonatiche è la *dolomite*, un carbonato di calcio e magnesio $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$. Le rocce costituite quasi esclusivamente da questo minerale sono dette *dolomie*. La dolomite può essere distinta dalla calcite in quanto non reagisce se posta a contatto con HCl diluito. Sebbene le dolomie come rocce siano abbastanza diffuse, il processo di formazione di dolomite in ambienti sedimentari è molto raro, si ipotizza quindi che la maggior parte delle dolomie siano in effetti calcari che hanno subito una dolomitizzazione durante i processi diagenetici.

Sempre tra i minerali carbonatici va segnalata la *siderite* FeCO_3 , un carbonato di ferro, che si forma negli stadi iniziali del processo diagenetico.

4.1.2 Sedimenti carbonatici di origine biogenica

Piante e forme animali possono produrre minerali carbonatici quali calcite (a vario contenuto di Mg) e aragonite. Come *frammenti scheletrici* si intendono parti derivanti dalla

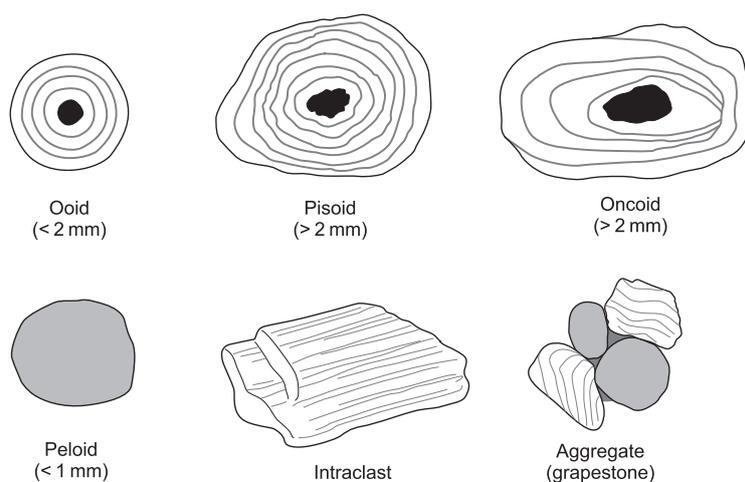


Figura 4.1 Comuni frammenti non biogenici in rocce calcaree.

frammentazione di scheletri e parti dure di organismi che usano minerali carbonatici per costituire la loro struttura.

I molluschi sono un grande gruppo di organismi animali che hanno parti dure calcaree e tra questi ricordiamo i bivalvi, gasteropodi, cefalopodi, belemniti. Vanno poi ricordati i brachiopodi, oggi non molto diffusi, ma molto comuni nel passato geologico. Sempre tra gli organismi con scheletro carbonatico si hanno poi gli echinidi e i crinoidi. I foraminiferi sono organismi unicellulari e la cellula è protetta e rivestita esternamente da un guscio carbonatico che può raggiungere dimensioni eccezionali per un organismo unicellulare (fino a 11-14 cm di diametro); sono estremamente diffusi e in alcuni casi si possono formare rocce costituite esclusivamente da foraminiferi. Da ricordare infine sono i coralli e i briozoi, molti diffusi in passato.

Tra le piante ricordiamo vari tipi di alghe (organismi unicellulari o pluricellulari) che possono incrostare rocce o altri organismi, fissando minerali carbonatici (calcite, aragonite). Come “nannoplancton” si intendono organismi solo di alcuni micron di diametro, costituiti da varie placche saldate assieme, che possono essere molto comuni nei calcari di mare profondo. Vanno infine ricordati alcuni cianobatteri che sviluppandosi possono intrappolare il sedimento carbonatico più fine e formare strutture dette “stromatoliti”, tra i maggiori responsabili dello sviluppo di ossigeno nell’atmosfera terrestre e diffusissime sulla Terra per quasi tre miliardi di anni.

4.1.3 Sedimenti carbonatici di origine non biogenica

Una grande varietà di tipi di granuli non di origine biogenica si possono ritrovare nelle rocce carbonatiche.

Gli *ooidi* sono piccole oggetti di forma sferica di carbonato di calcio, con diametro di dimensioni di solito minori di 2 mm con struttura concentrica (Fig. 4.1) e al centro una frammento carbonatico o granulo di sabbia, si formano per successiva precipitazione di carbonato di calcio sulla superficie della sfera in ambiente di mare basso e con acque saturate di carbonato di calcio. Una roccia composta quasi esclusivamente da questi grani è detta *calcare oolitico*. Di dimensioni maggiori a 2 mm e con forma più irregolare sono i *pisoliti*. Il termine *peloidi* è un termine generale usato per indicare grani di carbonato di calcio

<i>mm</i>	μm	<i>roccia</i>
2		calcirudite
0,062	62	calcarenite
		calcilutite

Figura 4.2 Classificazione dei calcari su base granulometrica.

microcristallino di varia origine senza una struttura interna, di origini non ben definita, la maggior parte dei peloidi probabilmente sono resti fecali di altri organismi (es. gasteropodi).

Intraclasti sono frammenti di materiale della composizione del carbonato di calcio in parte litificati che successivamente sono stati rotti e nuovamente depositati in un sedimento. Si formano generalmente dove un fango carbonatico viene essiccato e poi successivamente rielaborato dalla corrente fluviale oppure dalla frammentazione di reef (barriera corallina) per opera delle correnti. Granuli formati da vari frammenti cementati sono detti *aggregati*, e *grapestone* se i frammenti hanno forma arrotondata.

4.1.4 Micrite - fango carbonatico

Particelle di carbonato di calcio di dimensioni molto fini, solitamente minori di 4 micron formano il *fango carbonatico* o *micrite*. La sorgente di questo materiale fine può essere la precipitazione diretta da acque sature di CaO_3 , l'accumulo di frammenti scheletrici o un'origine algale o batterica, ma le dimensioni estremamente fini rendono molto difficile determinarne l'origine. Il fango carbonatico è molto diffuso in vari ambienti sedimentari ed è il principale costituente dei calcari.

4.1.5 Classificazione dei calcari

Per i calcari esistono essenzialmente tre schemi classificativi, ognuno dei quali prende in considerazione aspetti diversi della struttura della roccia. Essi sono: classificazione basata sulla dimensione dei granuli, classificazione basata sulla composizione (*Classificazione di Folk*) e una classificazione basata sulla tessitura (*Classificazione di Dunham*). Tra queste, la classificazione di Dunham è la più usata.

Classificazione basata sulla dimensione dei granuli

Questa classificazione è molto semplice, facile da usare e suddivide i calcari in tre classi, sulla base delle dimensioni medie dei granuli, in modo analogo a quanto visto per le rocce terrigene clastiche (Fig. 4.2). Le rocce i cui granuli hanno dimensioni medie maggiori di 2 mm sono dette *calcareniti*, se la maggior parte dei granuli hanno dimensioni comprese tra 2 mm e 62 μm la roccia è una *calcarenite*, mentre se la maggior parte dei granuli ha diametro minore di 62 μm è detta *calcilutite*.

Classificazione di Folk

Lo schema classificativo di Folk (Fig. 4.3) si basa sulla composizione della roccia e tiene conto dei seguenti componenti: a) *granuli* (allochemi, cioè granuli originati per precipitazione chimica o secrezione organica, intra o extrabacinali, depositati da processi

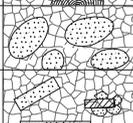
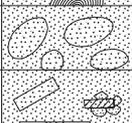
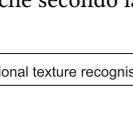
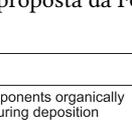
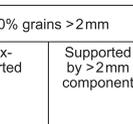
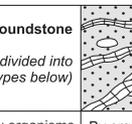
Principal grains in limestone	Limestone types			
	Cemented by sparite		With a micrite matrix	
Skeletal grains (bioclasts)	Biosparite		Biomicrite	
Ooids	Oosparite		Oomicrite	
Peloids	Pelsparite		Pelmicrite	
Intraclasts	Intrasparite		Intramicroite	
Limestone formed in situ	Biolithite		Fenestral limestone-dismicrite	

Figura 4.3 Classificazione delle rocce carbonatiche secondo la terminologia proposta da Folk (1959, 1962).

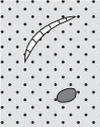
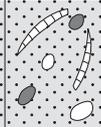
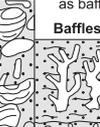
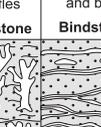
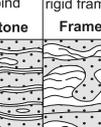
Depositional texture recognisable						Depositional texture not recognisable			
Original components not bound together during deposition			Original components organically bound during deposition						
Contains mud (clay and fine silt-size carbonate)		Lacks mud and is grain-supported	> 10% grains > 2mm		Boundstone (may be divided into three types below)				
Mud-supported	Grain-supported		Matrix-supported	Supported by > 2mm component					
Less than 10% grains Mudstone	More than 10% grains Wackestone	Packstone	Grainstone	Floatstone	Rudstone	By organisms which act as baffles Bafflestone	By organisms which encrust and bind Bindstone	By organisms which build a rigid framework Framestone	Crystalline
									

Figura 4.4 Schema classificativo di DUNHAM (1962) basato sulla tessitura deposizionale. Il puntinato grigio chiaro rappresenta la matrice/fango carbonatico.

meccanici, cioè non accresciuti in situ, es. bioclasti, ooliti, peloidi, intraclasti, ecc.); b) *matrice* (principalmente micrite); c) *cemento*.

Si usano poi delle abbreviazioni per i granuli (*bio* = granuli scheletrici, *oo* = ooidi, *pel* = peloidi, *intra* = intraclasti) come prefisso davanti a *micrite* o *sparite*, a seconda prevalga matrice o cemento. Altre categorie aggiuntive sono le *biolititi* (calcarei accresciuti in situ come stromatoliti o scogliere) e le *dismicriti* (micriti con cavità di solito riempite da sparite).

Classificazione di Dunham

La *Classificazione di Dunham* è comunemente usata per classificare un calcare a occhio nudo o in sezione sottile e si basa sulla tessitura della roccia (Fig. 4.4).

Per applicarla inizialmente si deve determinare se la struttura è grano-sostenuta o matrice-sostenuta. Se la roccia è matrice-sostenuta (i componenti non sono a contatto tra loro) e i granuli sono meno del 10% del totale la roccia viene denominata *mudstone*, se invece i granuli sono più del 10% è un *wackestone*. Se la roccia è grano-sostenuta (i clasti sono a contatto) viene detto *packstone* se è presente della matrice e *grainstone* se c'è poca o niente matrice. Se la maggior parte dei granuli hanno dimensioni maggiori di 2 mm si hanno *floatstone* e *rudstone*, essenzialmente dei conglomerati carbonatici matrice- o clasto-sostenuti. Una *boundstone* è una roccia in cui è presente una struttura organica (es. una colonia di coralli) e può essere ulteriormente dettagliata in *bafflestone* (le strutture organiche

agiscono come barriere), *bindstone* (sono presenti strutture incrostanti), *framestone* (presenti strutture che formano un'impalcatura rigida).

Per classificare una roccia carbonatica si possono inoltre associare ai termini visti fornire informazioni sulla natura dei granuli o del materiale che la costituisce. Si possono quindi usare termini tipo *grainstone oolitico* per indicare una roccia costituita quasi esclusivamente di ooliti, oppure *packstone bioclastico* se i frammenti presenti sono di natura organica.

4.2 Rocce e minerali di origine evaporitica

I minerali di origine evaporitica sono minerali che precipitano direttamente quando la concentrazione di ioni diventa sufficientemente elevata a seguito dell'evaporazione delle acque. Nelle acque marine e fluviali sono presenti vari tipi di ioni e cationi che si possono combinare in vario modo e in proporzioni diverse, l'evaporazione per azione dei raggi solari in particolari condizioni aumenta di molto la loro concentrazione e in questo modo possono precipitare inizialmente i composti più solubili quali il carbonato di calcio e a seguire solfuri di calcio e cloruri di sodio. Cloruri di potassio e magnesio possono precipitare solo in condizioni estreme, quando l'acqua marina è estremamente concentrata.

4.2.1 Gesso e anidrite

I più comuni minerali evaporitici che si ritrovano nelle rocce sedimentarie sono i solfati di calcio *gesso* e *anidrite*. Questi solfati precipitano dall'acqua del mare se l'evaporazione ha concentrato l'acqua fino al 19% del suo volume originale.

Il gesso è un solfato di calcio idrato ($\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$), precipita in climi aridi e in fase diagenetica può deidratarsi e trasformarsi in anidrite. L'anidrite è un solfato di calcio senza acqua nel suo reticolo cristallino (CaSO_4) e si forma sia per precipitazione diretta sia per alterazione di gesso durante seppellimento e diagenesi. Anidrite può trasformarsi in gesso con l'aggiunta di acqua.

Il gesso primario si rinviene sotto forma di cristalli di forma allungata ("seleniti" o "gesso selenitico") quando si forma da precipitazione diretta dall'acqua. Se si forma come risultato della reidratazione da anidrite ha una struttura finemente cristallina, forma dei noduli ed è detto "alabastro".

Il gesso si distingue facilmente dalla calcite in quanto si riga facilmente anche con un'unghia e non reagisce con HCl. Si distingue dalla halite in quanto non è salato.

4.2.2 Halite

L'*halite* (o *salgemma*) è il cloruro di sodio (NaCl) che precipita dall'acqua marina quando viene concentrata al 9,5% del suo volume originale. Questo minerale è facilmente solubile ed è preservato nelle rocce se queste non sono state attraversate da acque meteoriche durante la storia geologica, in affioramento si ritrova esclusivamente in regioni aride dove non viene rimosso dalle piogge. In affioramento è facilmente riconoscibile in quanto "assaggiandolo" è salato.

Oltre a questi sali, in condizioni particolari si possono formare altri minerali per precipitazione da acque marine o in laghi, quali la *silvite* (KCl) la più importante fonte di potassio industriale.

4.3 Rocce silicee

Le *rocce silicee* (ingl. *chert*) sono rocce sedimentarie a grana molto fine costituite quasi esclusivamente da quarzo microcristallino (silice, SiO_2), granulare o fibroso, tipiche di ambienti marini profondi.

Sul fondo degli oceani o di laghi profondi resti e scheletri di microscopici organismi si possono accumulare e formare dei fanghi silicei. Questi organismi sono comunemente *radiolari* (zooplancton: organismi marini planctonici microscopici) o *diatomee* (fitoplancton: alghe) soprattutto in ambienti lacustri. Dal consolidamento di questi fanghi si formano quindi delle rocce silicee organogene, dette anche *diaspri* (o *radiolariti* se costituiti esclusivamente da resti di radiolari), *diatomiti* se costituite da diatomee. Il colore di queste rocce è molto variabile (rosso, verde, bruno, nero, ecc.) e dipende dalle piccole impurità presenti nel sedimento (ematite, sostanze organiche, ecc.).

L'acqua presente in questi fanghi silicei può sciogliere la silice e trasportarla all'interno delle rocce che si stanno diagenizzando. Se il trasporto avviene all'interno di rocce carbonatiche la silice può poi cristallizzare in noduli, lenti o sottili livelli, molto comuni in rocce dette "calcari selciferi" molto diffuse in Toscana.

4.4 Rocce fosfatiche

Il fosforo (P) è un elemento chimico essenziale per tutte le forme viventi e presente nelle ossa di quasi tutte le forme viventi. In alcune rocce sedimentarie può esserci un'alta percentuale di fosforo se vi è una elevata concentrazione di ossa, denti e scheletri di pesci disperse nella roccia. Queste condizioni sono piuttosto rare e si possono ritrovare in alcuni ambienti marini di acque basse con un'alta presenza di materiale organico e bassa concentrazione di ossigeno. Rocce con alta concentrazione di fosfati, dal 5% al 35% di P_2O_5 , sono dette *fosforiti*.

4.5 Rocce ferrifere

Il ferro (Fe) è uno dei più comuni elementi sulla terra e si trova in piccole o moderate concentrazioni in molti tipi di rocce. Sono dette *rocce ferrifere* le rocce che contengono almeno il 15% di ferro, di solito sotto forma di ossidi, idrossidi, carbonati, solfuri o silicati.

Vari sono i minerali contenenti ferro che si ritrovano nelle rocce sedimentarie. La *magnetite* (Fe_3O_4) è un minerale di origine magmatica e si ritrova come granuli detritici nelle rocce sedimentarie, l'*ematite* (Fe_2O_3) è un minerale molto comune e si forma come prodotto dell'alterazione da molti tipi di rocce sedimentarie. La *goethite* ($\text{FeO} \cdot \text{OH}$) è un idrossido molto diffuso come prodotto di alterazione di molte rocce in ambienti desertici e conferisce il tipico colore giallastro alle sabbie desertiche. L'alterazione di goethite in ematite dà il colore rossastro a queste sabbie, specialmente se molto antiche. Un altro idrossido molto diffuso è la *limonite* ($\text{FeO} \cdot \text{OH} \cdot n\text{H}_2\text{O}$). La *pirite* (FeS) è un solfuro molto comune di origine magmatica o metamorfica e si può ritrovare disperso in rocce sedimentarie, conferendo loro un colore generale nerastro. Tra i fillosilicati ricchi in ferro va ricordata la *glauconite*, un minerale che si può depositare in modo primario in ambienti di mare basso. Tra i minerali carbonatici ferriferi diffusa è la *siderite* (FeCO_3).

La formazione di rocce sedimentarie ricche in ferro può avvenire secondo modalità molto varie, da argilliti ricche in pirite risedimentata, a rocce con ooliti di minerali ferriferi.

Si possono formare in ambienti marini poco profondi, generalmente con bassa velocità di sedimentazione.

Sono da ricordare i *noduli di manganese*, noduli, concrezioni e livelli di ossidi di ferro e manganese che si formano sui fondali oceanici profondi molto lentamente (1 cm i molti milioni di anni). Data la loro composizione sono oggetto di esplorazione ed escavazione anche a profondità di molte migliaia di metri (4-6 km) negli oceani.

4.6 Rocce carbonacee

Sedimenti e rocce sedimentarie contenenti un'alta percentuale di materiale organico sono dette *carbonacee* in quanto ricche in carbonio. Un calcare o un'argilla so considerati carbonacei quando contengono più del 2% di sostanza organica e più del 0,05% nel caso di un'arenaria. Il materiale organico solitamente si decompone a seguito della morte di piante o animali e si preserva solo in condizioni con limitato ossigeno (condizioni anaerobiche), queste condizioni si ritrovano in laghi, stagni o lagune con limitata circolazione di acque. Rocce e sedimenti ricche in sostanze organiche sono di grande importanza economica, tra questi ricordiamo carbone, olio, petrolio e gas naturale.

Tra i depositi carbonacei che attualmente si formano ricordiamo la *torba*, rappresentata da resti di piante decomposte in superficie o in suoli interessati da ossidazione da microbi o da animali, la maggior parte dei depositi attuali di torba si ritrovano in pianure alluvionali o zone umide in delta fluviali, con limitati apporti clastici. Se oltre i due terzi di una roccia è rappresentato da sostanza organica litificata essa è detta *carbone*, facilmente riconoscibile per il colore nero.

Argilliti o arenarie che contengono un'alta percentuale di materiale organico possono rilasciarlo sotto forma di liquido se vengono riscaldate, si parla in questo caso di *scisti bituminosi* o *sabbie bituminose*. Il materiale organico solubile che può essere estratto è rappresentato da resti di alghe trasformate durante i processi diagenetici ed è detto *bitume*. Se riscaldato ad alte temperature (60-200 °C) il bitume può liberare *petrolio* e *gas naturale*. Gli scisti e le sabbie bituminose sono quindi considerate le *rocce madri* da cui si estraggono industrialmente petrolio e gas naturale.

4.7 Rocce vulcanoclastiche

Lo studio dei processi vulcanici viene trattato nei corsi di Petrografia e Vulcanologia, e non viene discusso in queste dispense, ma è importante ricordare che il materiale vulcanico successivamente ad una eruzione è trasportato e depositato dai processi sedimentari visti finora. Questo è valido soprattutto per i depositi vulcanici piroclastici, in cui il materiale vulcanico durante un'eruzione di tipo esplosivo viene eiettato in aria e successivamente ricade sulla superficie terrestre.

4.7.1 Prodotti e depositi dell'attività esplosiva

I prodotti dell'attività vulcanica esplosiva sono detti *depositi piroclastici*; in funzione del tipo di trasporto subito dal materiale eruttato si individuano tre principali tipi di depositi piroclastici (Fig. 4.5):

- a) Depositi di caduta (*fall deposits*)
- b) Depositi di colata piroclastica (o di flusso piroclastico, *pyroclastic flow deposits*)

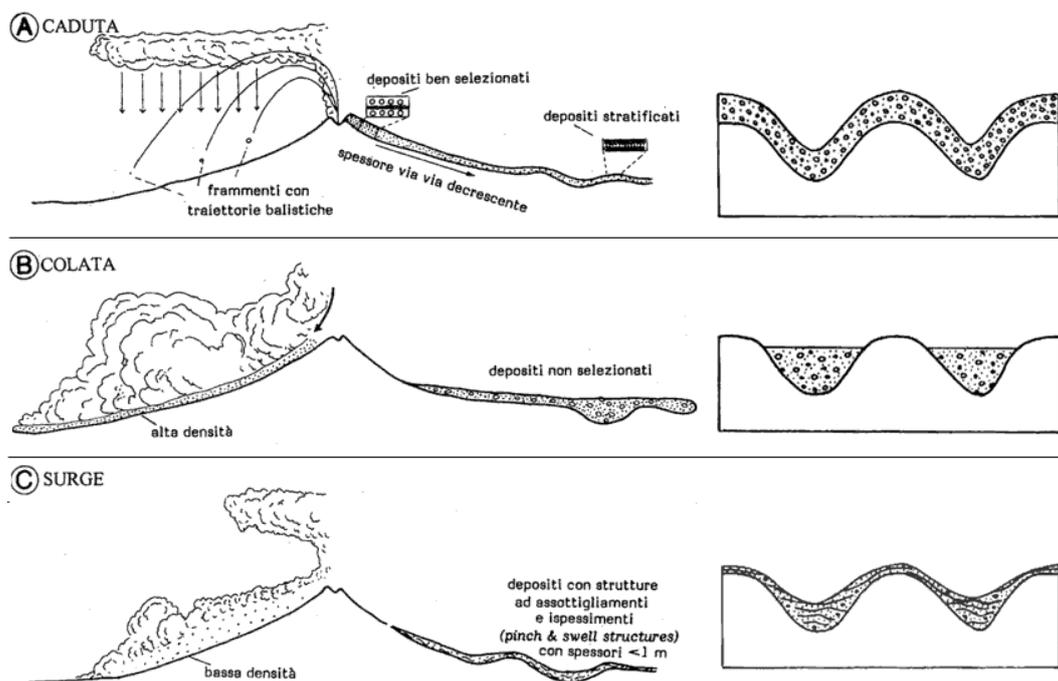


Figura 4.5 Caratteristiche dei principali tipi di depositi piroclastici.

c) Depositi di *surge*.

Depositi di caduta

Durante le eruzioni vulcaniche di tipo esplosivo i frammenti di dimensioni maggiori abbandonano la colonna eruttiva (Fig. 4.6) senza entrare nella regione convettiva e raggiungono il suolo seguendo traiettorie balistiche. Un'altra porzione di materiale cadrà al suolo dalle porzioni esterne della colonna convettiva. Nelle eruzioni di tipo pliniano il materiale più fine raggiungerà la zona dell'ombrello e la ricaduta al suolo sarà governata oltre che dall'azione della gravità anche dall'azione dei venti dominanti nell'alta troposfera e stratosfera. Nel caso delle eruzioni pliniane la caduta del materiale può persistere per ore o addirittura per giorni.

Alla scala dell'affioramento i depositi di caduta presentano uno spessore costante e tipicamente "ammantano" la topografia. I depositi di caduta sono costituiti da frammenti di magma vescicolato (*pomici*), da clasti strappati dalle pareti del condotto durante la risalita della miscela eruttiva (*litici*) e da cristalli derivanti dalla fratturazione del magma. I fenomeni di abrasione fra i clasti non sono di notevole entità e questo comporta che i lapilli che costituiscono il deposito di ricaduta sono tipicamente angolosi. Generalmente i depositi di caduta delle eruzioni pliniane si presentano gradati, cioè sono caratterizzati da una variazione verticale graduale della dimensione dei clasti. Le variazioni granulometriche verticali del deposito sono da correlare alle variazioni d'altezza della nube pliniana. Per esempio, una gradazione inversa del deposito testimonia un progressivo aumento dell'altezza della colonna eruttiva. I depositi di caduta delle eruzioni pliniane presentano una buona classazione granulometrica alla scala dell'affioramento. Tipicamente la classazione aumenta allontanandosi dalla bocca eruttiva.

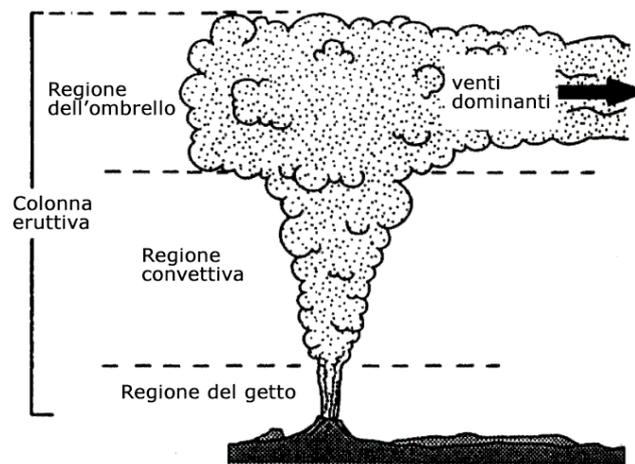


Figura 4.6 Schema di colonna eruttiva pliniana.

Depositi di colata piroclastica

Le colate piroclastiche prodotte dal collasso delle colonne eruttive producono valanghe di gas, cenere e frammenti di magma incandescente che si muovono in modo turbolento sui fianchi del vulcano a velocità elevata sotto l'azione della gravità. A causa della loro elevata densità, queste colate si adeguano durante il loro movimento alla topografia dell'apparato vulcanico. Quando il pendio diminuisce, il sistema di trasporto rallenta progressivamente fino ad arrestarsi, formando un deposito concentrato all'interno delle depressioni. Le colate piroclastiche sono anche dette "flussi piroclastici" o "nubi ardenti".

Il deposito risultante da una colata piroclastica è formato da un insieme caotico di cenere, in cui sono immersi frammenti di varia dimensione e natura, spesso anche materiale vegetale inglobato durante lo scorrimento. Se la temperatura della colata è sufficientemente elevata al momento della deposizione i vari componenti (piroclasti) possono saldarsi tra loro dando origine ad una massa che in taluni casi può essere così compatta da assomigliare ad una vera e propria lava. Una roccia con questi caratteri è detta *ignimbrite*, altri termini utilizzati in passato sono quelli di "deposito di flusso di cenere", "tufo saldato", "deposito di nube ardente", ecc ...

I depositi di colata piroclastica sono caratterizzati da volumi molto variabili: da pochi milioni di m³ a migliaia di km³. Il materiale si depone solitamente in corrispondenza dei bassi topografici, ma nel caso di colate piroclastiche di notevole volume possono formarsi depositi di spessore sufficiente a peneplanare la topografia. Le colate piroclastiche sono in grado di raggiungere notevoli distanze dal centro eruttivo (oltre 100 km).

Depositi di surge

I *surge* sono flussi piroclastici nei quali la quantità di gas è volumetricamente maggiore rispetto alle particelle solide e si possono formare per meccanismi eruttivi molto diversi: alla base di un'eruzione freato-magmatica (importante presenza di acqua) oppure per il collasso totale o parziale di una colonna pliniana.

Surge possono formarsi alla testa di flussi piroclastici quando il flusso durante il suo movimento verso il basso ingloba aria esterna, specialmente in corrispondenza di terreni umidi e ricoperti di vegetazione. A causa della densità maggiore di quella dell'atmosfera, le

Dimensione clasti	Piroclasti	Depositi piroclastici		
		Prevalentemente incoerenti: tefra	Prevalentemente coerenti: rocce piroclastiche o piroclastiti	
64 mm →	Blocchi, bombe	Agglomerati, strati di blocchi o di bombe, tefra a blocchi o a bombe	Agglomerati, breccie piroclastiche	
2 mm →	Lapilli	Strati di lapilli o tefra a lapilli	Tufi a lapilli	T u f i
1/16 mm →	Ceneri	Ceneri	Tufi cineritici (cineriti)	
	Ceneri fini (polveri)	Ceneri fini (polveri)		

Figura 4.7 Classificazione dei piroclasti e dei depositi piroclastici in funzione della loro granulometria e grado di coesione.

nubi di surge viaggiano radenti al terreno travolgendo tutto quello ciò che incontrano sul loro cammino.

Tutti i depositi di surge hanno in comune la presenza di strutture sedimentarie quali dune, laminazioni e stratificazione incrociata. L'elevata velocità determina uno scarso controllo da parte della topografia, i depositi di surge sono tipicamente più spessi all'interno delle valli, ma sono comunque presenti, sebbene con spessore ridotto, anche sugli alti topografici. Durante il trasporto i frammenti sono tenuti in sospensione dalla turbolenza della miscela stessa, tuttavia a mano a mano che il sistema perde velocità, i frammenti troppo grossi e pesanti si concentrano verso il basso, prima di depositarsi definitivamente. Ne consegue che i depositi non immediatamente prossimi al cratere sono prevalentemente costituiti da piroclasti a granulometria mediamente fine. Contengono inoltre clasti arrotondati a causa degli urti e abrasioni che si verificano durante il trasporto.

4.7.2 Classificazione dei depositi piroclastici

La classificazione che segue si applica ai depositi prodotti da un'attività vulcanica di tipo esplosivo, cioè ai depositi di caduta, di flusso piroclastico e di surge. Questi depositi si presentano generalmente come un'insieme di cristalli, vetro e frammenti di roccia; tutti questi frammenti di varia natura sono detti *piroclasti*. La classificazione di questi depositi è basata sulla granulometria media dei piroclasti e può quindi essere applicata a tutti i tipi di depositi, indifferentemente dalla loro origine o modalità di messa in posto.

Piroclasti

I *piroclasti* sono definiti come frammenti di varia natura eruttati nel corso di un'attività vulcanica di tipo esplosivo. Piroclasti possono essere rappresentati da cristalli, frammenti di cristalli, vetro, porzioni di magma, frammenti rocce, ecc... La loro classificazione è su base granulometrica (Fig. 4.7) e sono detti *bombe* (diametro >64 mm, in parte ancora fuse al momento dell'eruzione), *blocchi* (diametro >64 mm, ma di forma angolosa, erano già litificati al momento dell'eruzione), *lapilli* (diametro tra 64 e 2 mm), *ceneri* (diametro minore di 2 mm).

Depositi piroclastici, tefra e rocce piroclastiche

Il termine *deposito piroclastico* si riferisce in modo generico ad un insieme di piroclasti, che può essere consolidato o non consolidato. Quando un deposito piroclastico è non

5

Processi di trasporto e strutture sedimentarie

5.1 Modalità di trasporto

La forza di gravità è il più semplice e più comune meccanismo per il trasporto dei granuli, che si muovono verso il basso lungo i pendii. In ambiente montuoso le frane di roccia possono formare sedimenti alla base di pareti rocciose verticali o fortemente inclinate, solitamente di materiale molto grossolano e costituiscono quello che è detto *detrito di versante* (o *falda di detrito*). Questi sedimenti possono formare talvolta dei *coni di detrito* (o conoide di falda). Trattandosi di depositi incoerenti con grado di cementazione basso o nullo, si presentano al limite della stabilità, estremamente poco compatti e quindi suscettibili a ulteriori fenomeni di movimento e dissesto.

Il trasporto di materiale per mezzo dell'acqua è sicuramente il più importante in geologia. L'acqua può infatti trasportare materiale molto fine in sospensione e materiale molto grossolano alla base del flusso, il movimento delle acque in fiumi, lagune e mari può trasportare sedimenti per centinaia o migliaia di chilometri. Vedremo nel capitolo successivo i meccanismi di trasporto in acqua.

Il ghiaccio è importante per il movimento lento di detrito soprattutto in zone polari o di alta montagna, ma ha un ruolo sicuramente inferiore alla gravità o all'acqua. Può essere stato più importante in passato nei periodi caratterizzati da estese glaciazioni.

Il trasporto di sedimenti può avvenire in miscele dense di sedimenti e acqua, con alta concentrazione di materiale solido, dette *debris flow*. Un *debris flow* può essere pensato come una miscela della consistenza di un impasto di cemento. Un *debris flow* si sposta per gravità in superficie o in mare e se è più diluito (densità minore) può formare delle correnti torbiditiche. Questi meccanismi legati alla gravità sono molto importanti in quanto permettono il trasporto di materiale grossolano in profondità negli oceani.

5.2 Comportamento di particelle nei fluidi

5.2.1 Flusso laminare e turbolento

Ci sono essenzialmente due tipi di flusso di un fluido. In un *flusso laminare* tutte le particelle nel fluido si muovono parallelamente tra loro nella direzione di trasporto, nel

caso di materiale di dimensioni eterogenee non si ha mescolamento dei granuli durante il flusso. In un *flusso turbolento* tutte le particelle si muovono in tutte le direzioni mentre vengono trasportate durante il flusso. Nel caso di materiale eterogeneo si ha mescolamento dei granuli.

Un flusso può essere caratterizzato da un parametro detto *Numero di Reynolds* (R_e), che ci indica quanto un flusso è laminare o turbolento. Il numero di Reynolds è funzione della velocità del flusso (v), il rapporto tra la densità del fluido e la viscosità del fluido (ν) e una "lunghezza caratteristica" (l) rappresentata dalla profondità a cui il flusso avviene oppure il diametro del condotto nel caso di un flusso in un tubo. L'equazione che definisce il numero di Reynolds è:

$$R_e = \frac{v \cdot l}{\nu} \quad (5.1)$$

Un flusso in un condotto di solito ha un comportamento laminare quando il numero di Reynolds è basso (<500) mentre è turbolento a valori più elevati (>2000). Come regola con il progressivo aumento della velocità del flusso si ha una progressiva transizione da un flusso laminare a un flusso turbolento.

Flusso laminare si ha in debris flow, flusso di ghiaccio e di lave, tutti mezzi con alta viscosità. Fluidi con bassa viscosità (es. aria) hanno flusso turbolento a basse velocità, infatti l'aria trasporta solitamente particelle in modo turbolento. In acqua si ha flusso laminare solo a bassa velocità o a bassa profondità, nella maggior parte dei casi quindi in acqua si hanno flussi turbolenti. In conclusione i più importanti flussi che possono trasportare significativi volumi di sedimenti (aria, acqua) sono di tipo turbolento.

5.2.2 Trascinamento di particelle nel fluido

Il flusso di un fluido può trascinare un granulo nella direzione di trasporto facendolo rotolare sul fondo, se però vogliamo trasportare un granulo per chilometri dobbiamo sollevare il granulo dal fondo, portarlo all'interno del fluido e trasportarlo. Per sollevare (fare "saltare") un granulo è necessaria però una forza supplementare, questa forza è prevista dal *Principio di Bernoulli*, lo stesso principio che permette agli aerei di volare, alle barche di veleggiare, ecc.

Il principio di Bernoulli può essere spiegato considerando il flusso di un fluido (aria, acqua, ecc.) un tubo di sezione variabile, cioè più largo ad una estremità e più stretto all'altra estremità (Fig. 5.1). In condizioni normali se il fluido è incomprimibile in un certo intervallo di tempo la solita quantità di fluido entra nel tubo e la stessa quantità deve uscire, ne consegue che dove la sezione è minore la velocità del fluido è maggiore (è il solito principio che fa sì che se ostruiamo con un dito l'estremità di un tubo d'acqua per annaffiare, l'acqua esce con una velocità e un getto maggiore). Per tutta la lunghezza del tubo se si trascurano gli effetti dell'attrito sulle pareti si deve conservare la massa e l'energia, questo può essere espresso dall'*Equazione di Bernoulli*:

$$\rho gh + \frac{\rho v^2}{2} + p = \text{costante} \quad (5.2)$$

dove ρ è la densità del fluido, v è la velocità, g la forza di gravità, h è la differenza di altezza e p la pressione nel fluido lungo la linea di flusso. I tre termini dell'Eq. 5.2 sono l'energia potenziale (ρgh), l'energia cinetica ($\rho v^2/2$) e p l'energia legata alla pressione.

L'energia potenziale (ρgh) è costante perché la quota del flusso in entrata e in uscita è la stessa, può invece cambiare l'energia cinetica ($\rho v^2/2$) legata alla velocità del fluido. Se

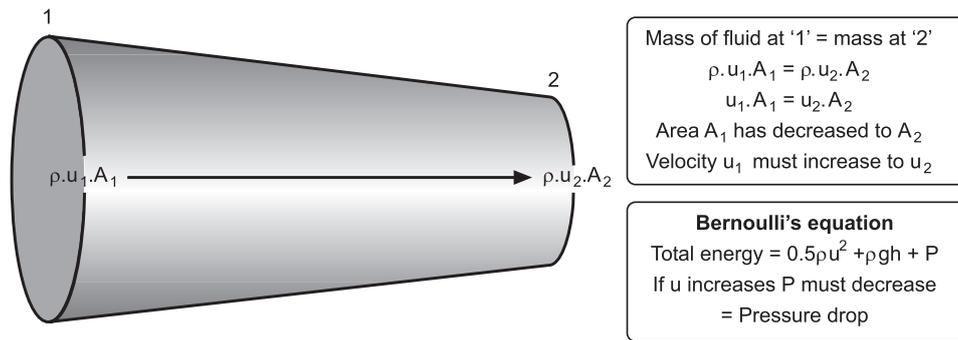


Figura 5.1 Flusso di un fluido attraverso un condotto di sezione variabile, la velocità aumenta nella parte più stretta, con una diminuzione della pressione.

può cambiare l'energia cinetica e se deve rimanere valida l'Eq. 5.2 deve necessariamente variare il termine finale p , l'energia legata alla pressione (l'energia legata alla pressione può essere pensata come l'energia immagazzinata in un fluido in pressione). Nel caso di un flusso in un tubo come schematizzato in Fig. 5.1, all'estremità del tubo con sezione ridotta la pressione p deve diminuire per compensare l'aumento di energia cinetica ($\rho v^2/2$).

Quanto abbiamo visto finora può essere trasferito ad un caso naturale come ad esempio il flusso in un fiume. Se sul fondo è presente un clasto di grandi dimensioni, questo diminuisce la sezione del flusso al di sopra. Ciò implica che la velocità del flusso al di sopra del clasto aumenta e di conseguenza la pressione al di sopra diminuisce. Questa riduzione di pressione origina una forza diretta verso l'alto che muove il clasto dal fondo del fiume all'interno del flusso, con un effetto tipo "salto". Il clasto viene quindi trasportato dal flusso e può ricadere più avanti a causa della forza di gravità. Questi eventi avvengono di continuo e provocano il movimento di clasti per lunghezze notevoli da parte di fiumi.

5.2.3 Dimensioni dei granuli e velocità del flusso

La velocità di un fluido capace di prendere in sospensione e trasportare le particelle di un sedimento è nota come *velocità critica*. In prima approssimazione la velocità critica è funzione lineare della massa delle particelle, cioè maggiori sono le dimensioni dei granuli, maggiore è la velocità necessaria per trasportarli. Questo è vero soprattutto nel caso di sedimenti con granuli di dimensioni arenitiche e ruditiche (Fig. 3.1), mentre è più complicato per sedimenti con granuli di dimensioni pelitiche.

Il Diagramma di Hjulstrom (Fig. 5.2) mostra le relazioni tra la velocità del flusso dell'acqua e le dimensioni dei granuli. La curva inferiore del grafico mostra le relazioni tra velocità del flusso e granuli che sono già in movimento, si vede come un ciottolo (*pebble*) si deposita con una velocità di $20\text{-}30\text{ cm/s}^{-1}$, mentre un granulo di sabbia media (MS) a $2\text{-}3\text{ cm/s}^{-1}$ e un granulo di argilla solamente quando il flusso si riduce a zero. La curva superiore del grafico mostra la velocità del flusso necessaria per muovere una particella/granulo dal fondo e trasportarla: nella parte destra del grafico questa curva è parallela alla curva inferiore, ma per qualsiasi dimensione dei granuli è richiesta una velocità maggiore per iniziare il trasporto che invece mantenere il flusso di granuli già in movimento. Nella parte sinistra del grafico la curva superiore ha un andamento inaspettato verso l'alto, questo significa che le particelle più piccole hanno bisogno di una velocità di flusso maggiore per essere incorporate in un flusso. Questo comportamento deriva dal fatto che i minerali argillosi che costituiscono le argille una volta depositati formano un deposito coesivo a causa della

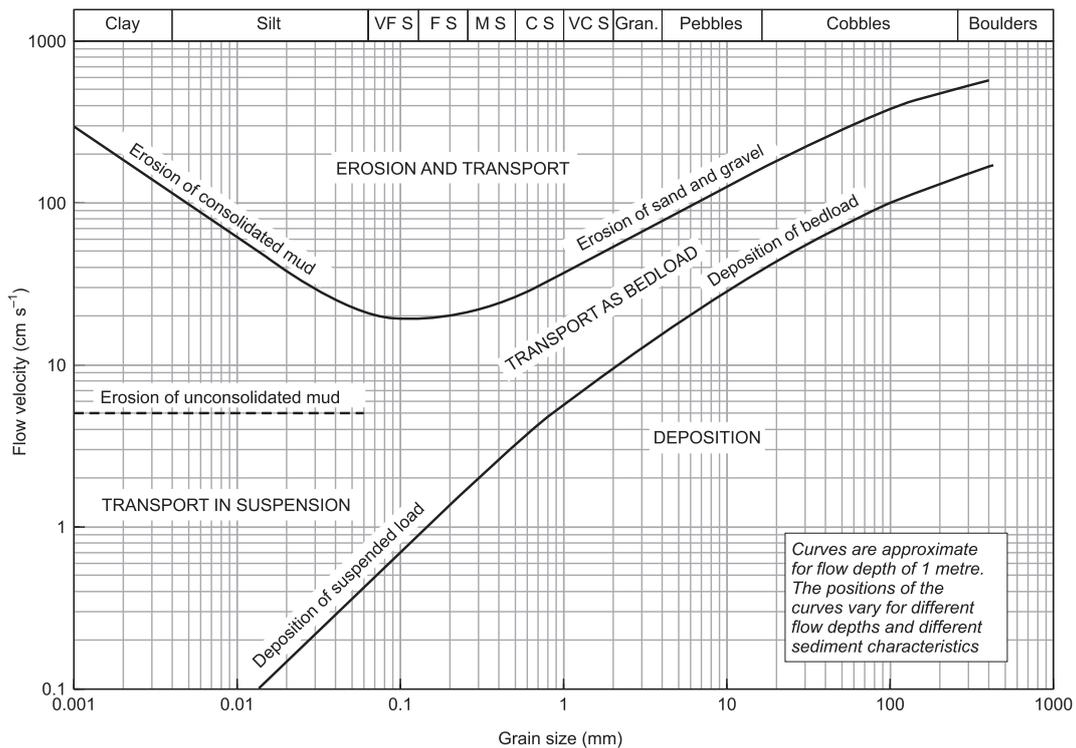


Figura 5.2 Diagramma di Hjulstrom mostrandole relazioni tra velocità del flusso dell'acqua e trasporto di granuli di dimensioni variabili. Nel caso dei granuli di argille consolidate sono necessarie velocità elevate del flusso per erodere nuovamente sedimenti già compattati.

loro proprietà di “saldarsi” assieme. Nel diagramma di Fig. 5.2 “non consolidato” indica un sedimento coesivo ma ancora plastico, “consolidato” indica invece un sedimento con maggiore rigidità.

Il comportamento delle particelle più fini previsto dal Diagramma di Hjulstrom ha importanti conseguenze per i processi deposizionali in ambienti naturali. Se non fosse per questo comportamento le argille dovrebbero essere erose e ritrasportate in tutte le condizioni di flusso, invece fango e argille si possono depositare e accumulare in molti ambienti deposizionali quando il flusso delle acque cessa per un periodo di tempo sufficientemente lungo e poi se il flusso riprende non vengono nuovamente erosi, a meno che la velocità non raggiunge valori sufficientemente elevati. Alternanze di argille e sabbie si possono avere in ambienti in cui il flusso è intermittente (es. ambiente tidale).

5.2.4 Stratificazione gradata

In uno strato roccioso comunemente ci sono granuli di differenti dimensioni e spesso si può avere che le dimensioni dei granuli diminuiscono verso l'alto (*gradazione normale*) oppure aumentano verso l'alto (*gradazione inversa*). La gradazione normale è il caso più comune in quanto risulta dalla semplice sedimentazione di tutti i granuli quando cessa il flusso delle acque.

La velocità di sedimentazione, cioè la velocità con cui si depositano le particelle in un fluido è determinata dalle dimensioni delle particelle, dalla differenza di densità tra

particelle e fluido e dalla velocità del fluido. Tutto questo è espresso dalla *Legge di Stokes*:

$$V = g \cdot D^2 \cdot (\rho_s - \rho_f) / 18\mu \quad (5.3)$$

dove V è la velocità di sedimentazione, D è il diametro dei granuli, $(\rho_s - \rho_f)$ è la differenza tra la densità delle particelle (ρ_s) e la densità del fluido (ρ_f), μ è la viscosità del fluido e g la forza di gravità. Da questa equazione deriva che granuli di dimensioni maggiori hanno velocità di sedimentazione maggiore e quindi in condizioni normali di acque ferme si ha formazione di gradazione normale.

Un flusso che diminuisce dalla velocità di 20 cm/s⁻¹ alla velocità di 1 cm/s⁻¹ depositano una sabbia grossolana e in seguito materiale più fine se la velocità diminuisce ancora, producendo una gradazione normale. Gradazione inversa invece si può avere se la velocità del flusso aumenta.

5.3 Trasporto selettivo

Si parla di trasporto selettivo (o trattivo) quando i singoli grani di un sedimento incoerente vengono trasportati in modo indipendente gli uni dagli altri, originando così sulla superficie deposizionale strutture sedimentarie (forme di fondo, *bedform*) che migrano in direzione della corrente. Il riconoscimento di queste strutture sul terreno ci può fornire importanti informazioni sulle condizioni del flusso, la velocità della corrente, la profondità del flusso e la direzione di trasporto al tempo della sedimentazione.

5.3.1 Ripple da corrente e dune

Il flusso in mezzo viscoso al di sopra di un substrato irregolare è schematizzato in Fig. 5.3a. Se è presente un'irregolarità le linee di flusso sono più ravvicinate e per il principio di Bernoulli visto in precedenza in questa zona si avrà un aumento di velocità e una pressione minore nel fluido, dove invece questa irregolarità di riduce (a destra del *separation point* in Fig. 5.3) si ha una diminuzione di velocità del fluido e quindi un aumento di pressione. In queste condizioni con espansione del flusso si avrà deposizione di materiale.

I *ripple* da corrente sono strutture sedimentarie che si formano al tetto di strati sabbiosi. Si ha la formazione di una "cresta" (zona più elevata e in corrispondenza del punto di separazione), una parte che immerge opposta alla direzione del flusso (*stoss side*) e un lato che immerge nella direzione del flusso (*lee side*) dove si accumulano i grani e che può essere soggetto a fenomeni di erosione, potendosi formare dei vortici (Fig. 5.3b).

Un *ripple* da corrente migra nella direzione del flusso della corrente poiché del sedimento è accumulato nel lato sotto corrente (*lee side*) ed è eroso nel lato contro corrente. Il sedimento che si deposita nel *lee side* è inclinato rispetto alla giacitura generale dello strato e la geometria generale che ne risulta è detta *stratificazione incrociata* (Fig. 5.3c). In tre dimensioni la geometria dei *ripple* è fortemente influenzata dalla velocità del flusso e dalla durata del flusso, ne consegue che si possono originare forme lenticolari, concoidi o varie (Fig. 5.3). *Ripple* si formano in ambienti molto vari, in acque a profondità variabili, da pochi centimetri fino a decine di metri e le loro dimensioni variano da qualche centimetro a 50 cm in altezza.

In particolari ambienti (estuari, spiagge, deserti) si possono avere strutture sedimentarie simili ai *ripple* ma di dimensioni molto maggiori (fino ad alcune decine di metri), queste sono dette *dune*.

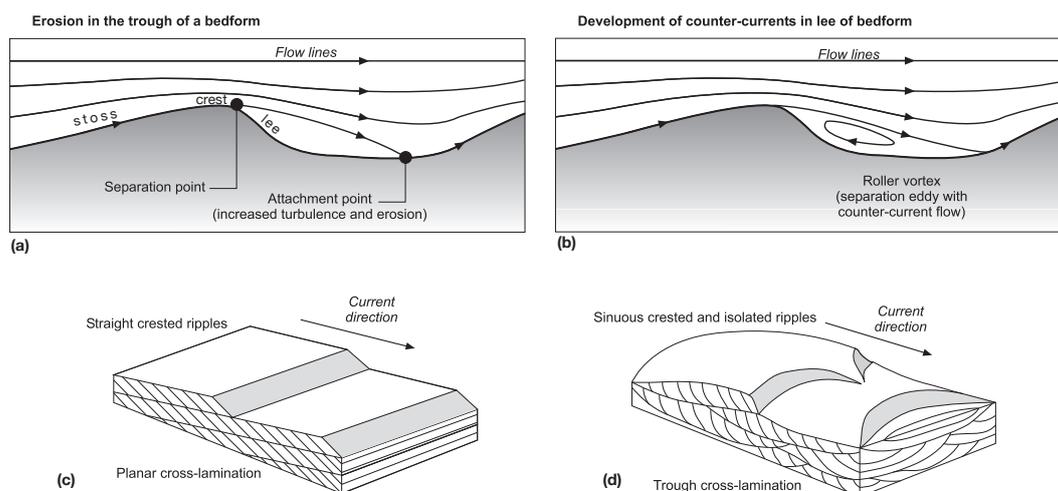


Figura 5.3 (a) - (b) Direzioni di flusso al di sopra di un substrato irregolare. (c) - (d) Tipi di stratificazione incrociata.

5.3.2 Barre

Le *barre* sono strutture sedimentarie che si formano solitamente lungo fiumi, canali e foci dei fiumi e hanno dimensioni maggiori delle dune, comparabili con quelle del fiume in cui si trovano. Anche in questo caso si ha movimento di materiale sabbioso o grossolano ad opera delle correnti. Il meccanismo di movimento di questi accumuli di sabbia è simile a quanto visto per ripple e dune e anche in questi casi si osserva comunemente stratificazione incrociata. Le barre si possono formare al centro del letto del fiume, presso gli argini o alla foce.

5.3.3 Ripple da onda

Un'onda si genera a seguito di un movimento oscillatorio di particelle e non implica alcun trasporto di fluido o materiale (Fig. 5.4), solo quando le onde si propagano in acque molto basse esse possono frangersi e generare movimenti di acqua come visibile lungo le spiagge di mari e laghi.

Il moto ondoso genera del ripple caratterizzati da una simmetria, a differenza da quanto visto per i ripple da corrente, e da creste pronunciate.

5.4 Processi massivi, correnti di torbida

Con *trasporto in massa* si intende il movimento legato alla gravità di miscele variabili di detrito e acqua.

I *debris flow* (o *flussi di detrito*) sono già stati introdotti nel Capitolo 5.1, si tratta di una miscela di sedimento e acqua in cui il volume e massa dei sedimenti è maggiore di quello dell'acqua. Hanno un basso numero di Reynolds e il flusso è laminare. Non essendoci turbolenze non si ha classazione durante il trasporto e i depositi risultanti sono tipicamente molto poco classati. Si possono formare in ambienti continentali o marini, in ambienti continentali i depositi sono conglomerati matrice-sostenuti con aspetto caotico e senza nessuna orientazione dei clasti.

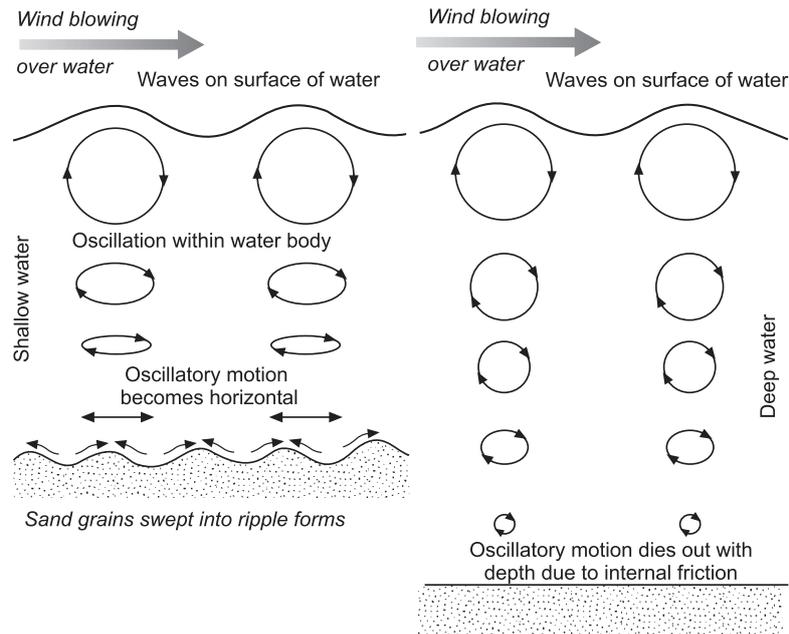


Figura 5.4 Movimento oscillatorio con formazione di moto ondoso. La profondità fino a cui si risente del movimento ondoso è detto *livello di base*.

Le *correnti di torbida* sono miscele di acqua e sedimento in cui il sedimento è sospeso nell'acqua. Sono meno dense dei debris flows, un numero di Reynolds maggiore e il flusso è turbolento. I depositi che risultano sono detti *torbiditi*. Il volume del materiale mobilizzato in un singolo evento torbiditico può arrivare a decine di km^3 e può depositarsi su vaste aree originando strati di spessore variabili.

Correnti di torbida si possono originare in vari ambienti, è solo necessario che ci sia un pendio inclinato e immissione di sedimento in acqua. Si hanno in ambiente lacustre profondo, sulle piattaforme continentali, ma è soprattutto in ambiente marino profondo che le torbiditi rappresentano il più comune deposito terrigeno clastico.

Il primo materiale che si deposita da una corrente di torbida è il materiale più grossolano e più pesante, per questo motivo una torbidite solitamente è gradata. Correnti di torbida con densità da media a bassa idealmente depositano una successione nota come *Sequenza di Bouma* (dal nome del geologo che per primo la descrisse, nella successione sono riconoscibili cinque suddivisioni indicate con le lettere da "a" a "e", indicate con T_a , T_b , T_c , T_d , T_e . Più in dettaglio si ha:

T_a È la parte inferiore poco o niente classata, costituita da sabbia o conglomerati, privi di stratificazione evidente.

T_b È caratterizzata da sabbia con fine stratificazione (laminiti), con buona classazione.

T_c Sono presenti sabbie fini con stratificazione incrociata e ripple, testimoniano moderate velocità di flusso e alta velocità di sedimentazione.

T_d Sono presenti sabbie fini e silt derivate dalla diminuzione della velocità del flusso, possono essere presenti lamine ma di solito sono meno sviluppate che in T_b .

T_e È la parte sommitale della successione e consiste di materiale fine (silt e argilla) depositato dopo che la corrente di torbida ha cessato il suo movimento.

Le correnti di torbida sono flussi limitati nel tempo, cioè diminuiscono progressivamente di velocità mentre depositano il materiale che trasportano, questo significa che c'è una

diminuzione della granulometria del materiale depositato allontanandosi dall'origine. Le parti basali della sequenza di Bouma (T_a) sono presenti solo in prossimità della parte iniziale del flusso, con l'aumentare della distanza dall'origine mancano le parti basali T_b e T_c e a grande distanza sono presenti solo le porzioni sommitali T_d e T_e . Un sequenza di Bouma completa si ha solo in porzioni particolari del deposito e spesso erosione durante il flusso può portare all'eliminazione dei depositi sottostanti (es. T_b e T_c , di conseguenza una sequenza completa è abbastanza rara in natura.

5.5 Strutture da essiccazione (*mudcrack*)

I sedimenti argillosi sono coesivi e i vari minerali argillosi tendono ad "attaccarsi" assieme quando il deposito è esposto in superficie e progressivamente si asciuga. La perdita di acqua comporta anche una diminuzione di volume con conseguente formazione di fessure (fratture), dette *fessure da essiccazione* o *mudcrack*, che solitamente mostrano in pianta un andamento poligonale. La spaziatura delle fratture dipende dallo spessore dello strato argilloso e sono più spaziate in depositi spessi. In sezione le fratture si chiudono verso il basso in quanto il contenuto in acqua (umidità) aumenta verso il basso.

Le parti superficiali di un deposito interessato da fratture possono essere facilmente rimosse successivamente dal flusso di correnti e si possono preservare all'interno dei sedimenti sovrastanti originando strutture sedimentarie dette *mud-chip*.

Mudcrack si preservano se le fratture sono riempite successivamente da sabbia o argilla e sono chiari indicatori che il sedimento è stato esposto in superficie, cioè in condizioni subaeree.

5.6 Strutture erosive

Un flusso turbolento al di sopra di un sedimento può portare a erosione e alla rimozione parziale del sedimento. Questi processi si possono avere in ambiente marino ma anche in ambiente continentale fluviale. L'erosione può formare dei canali d'erosione, in cui si canalizza il flusso della corrente, della profondità da qualche decimetro ad alcuni metri di profondità ed estendersi fino ad alcuni chilometri di lunghezza.

Strutture erosionali a piccola scala sulla superficie superiore di uno strato sono dette complessivamente *sole mark* e si preservano e possono oggi essere studiate se successivamente dei sedimenti si depositano al di sopra, le riempiono formando delle *controimpronte*. Esse possono essere suddivise in *scour mark* quando sono causate dall'azione erosiva della corrente che si muove in modo turbolento, e *tool mark* quando sono causate dal movimento (rotolamento) di oggetti causato dal moto della corrente (Fig. 5.5). Sono strutture abbastanza comuni in torbiditi.

Scour mark Turbolenze che si possono formare nella corrente al tetto di uno strato coesivo (morbido) possono formare dei solchi di erosione detti *flute cast*. Flute cast sono asimmetrici in sezione (Fig. 5.5), la parte più inclinata è la parte più prossima a dove è iniziata l'erosione mentre la parte meno inclinata è il risultato dell'azione della corrente che si raccorda con il tetto dello strato. Le dimensioni sono solitamente centimetriche. Talvolta nella depressione formata dall'erosione è possibile trovare un ciottolo che potrebbe avere iniziato la turbolenza del flusso. Data la loro asimmetria in sezione sono degli ottimi indicatori di paleocorrenti.

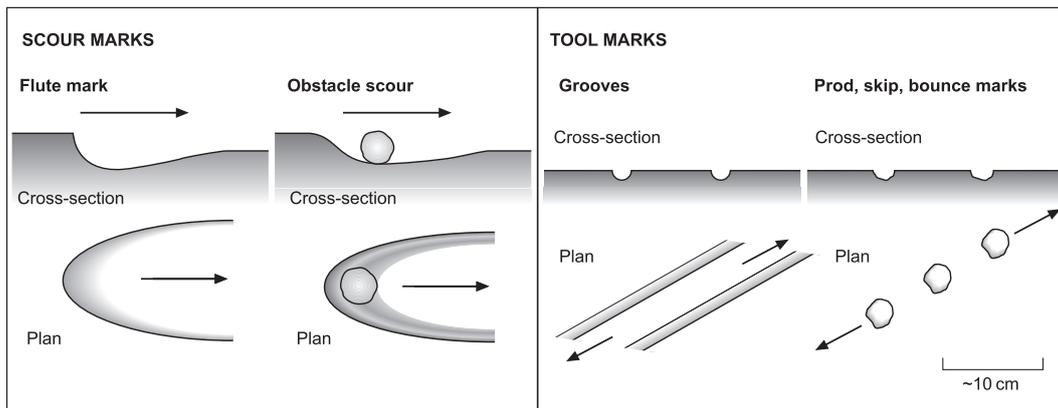


Figura 5.5 Strutture erosive al tetto di strati.

Tabella 5.1 Classi di spessore per la descrizione dello spessore di strati.

spessore (cm)	nome
> 300	massicci (banchi)
100 - 300	molto spessi
30 - 100	spessi
10 - 30	medi
3 - 10	sottili
< 3	molto sottili

Tool mark Un qualsiasi oggetto che viene trasportato su uno strato coesivo può produrre sullo strato delle striature. *Groove cast* sono striature prodotte da un oggetto (clasto, ciottolo, ecc.) che viene trascinato dalla corrente. Queste strie ci forniscono indicazioni sulla direzione di flusso della corrente, ma non il verso. Se un oggetto che viene trasportato ha un andamento “a salti” produce delle impronte dette *bounce mark* sullo strato. La forma di tutte queste strutture è fortemente dipendente dalla forma del ciottolo/clasto/fossile che viene trasportato.

5.7 Termini per strutture sedimentarie e strati

Per descrivere l'aspetto di successioni sedimentarie si devono usare termini il cui significato è stabilito e riconosciuto. Uno *strato* è la base e l'unità fondamentale in stratigrafia, generalmente è uniforme per quanto riguarda composizione e struttura e può essere gradato o contenere varie strutture sedimentarie. Per la descrizione dello spessore degli strati si usano i termini riportati in Tab. 5.1.

Alternanze di sottili strati di litologie differenti sono dette *interstratificazioni* e sono solitamente considerate come una singola unità stratigrafica.

La *stratificazione incrociata* è una struttura sedimentaria comune a molte rocce sedimentarie, costituita da strati inclinati rispetto all'orizzonti di strato principali generalmente orizzontali (Fig. 5.6a). Questo tipo di stratificazione è originata da ripple, dune, onde di sabbia, piccoli delta, migrazione barre di meandri, spiagge, ecc. ed è molto utile per determinare l'analisi delle paleocorrenti. La stratificazione incrociata può essere costituita da un *set* (pacco) o più *coset* (pacchi) di strati compresi tra superfici di strato principali. Si parla

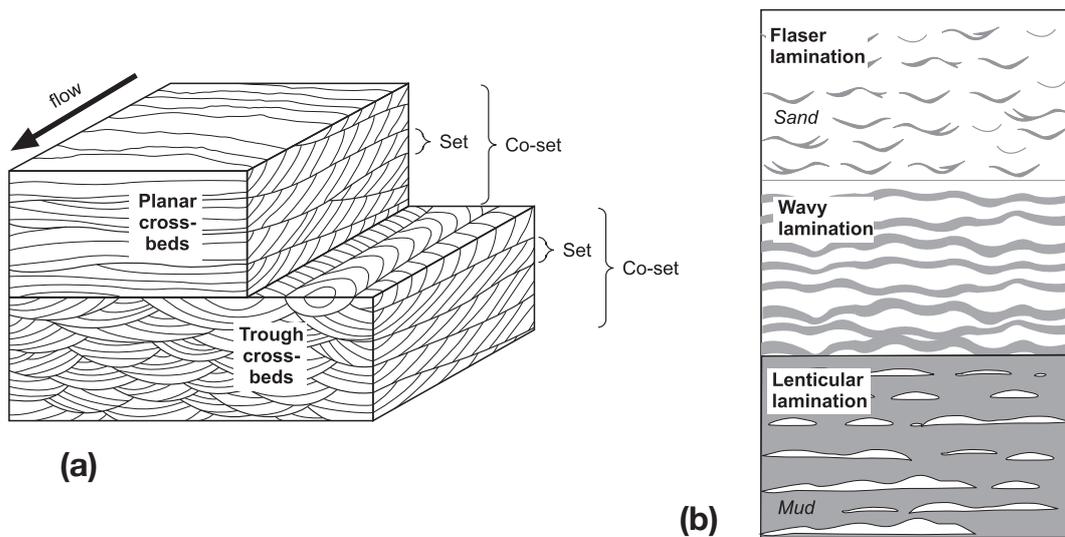


Figura 5.6 (a) Terminologia di *set* e *co-set* e stratificazione incrociata. (b) Stratificazione lenticolare, ondulata e *flaser* in un deposito costituito da sabbia e fango (in grigio).

di laminazione incrociata quando lo spessore dei *set* è < 6 cm e stratificazione incrociata quando > 6 cm.

Talvolta si può avere la formazione di ripple sabbiosi alternati alla deposizione di fango (Fig. 5.6b). La stratificazione *flaser* è caratterizzata dalla presenza di lenti di fango nelle depressioni tra i ripple, *stratificazione ondulata* si ha quando sottili livelli di fango/peliti si alternano a ripple sabbiosi, mentre si ha una *stratificazione lenticolare* quando prevale il fango e la laminazione incrociata è presente in lenti sabbiose.

6

Strutture post-deposizionali e diagenetiche

Un sedimento che si deposita in ambiente continentale o marino è sottoposto ad una serie di modificazioni che lo trasformano da sedimento in *roccia sedimentaria*. Un sedimento è solitamente oggetto di una serie di processi fisici, chimici e in misura minore biologici, che vanno dalla scala molecolare alla scala dell'intero bacino sedimentario. Generalmente questi processi trasformano il sedimento in roccia sedimentaria mediante compattazione dei granuli e formazione di un "cemento" che rende lega i granuli tra loro in modo stabile. Si hanno poi processi chimici che portano alla formazione di nuovi minerali e sostanze organiche e processi fisici che interessano gli strati producendo nuove strutture a varie scale.

Un importante prodotto di questi processi post-deposizionali è la formazione e l'accumulo di combustibili fossili. Carbone, olio, petrolio e gas naturali sono tutti prodotti di processi che interessano vari tipi di sedimenti dopo la loro deposizione

6.1 Strutture post-deposizionali

I sedimenti si depositano generalmente in strati che contengono al loro interno una grande quantità di strutture sedimentarie (stratificazione, stratificazione incrociata, ripple, ecc.): tutte queste strutture sono dette *strutture sedimentarie primarie*, in quanto si formano durante la deposizione dei sedimenti. Successivamente fino a quando il sedimento rimane "soffice" queste strutture sedimentarie possono essere modificate da movimento di fluidi o dall'azione della gravità.

Quando un sedimento si deposita in ambiente marino esso è saturo di acqua, e questo spesso accade anche in ambiente continentale. Durante la sedimentazione il carico litostatico dei sedimenti sovrastanti portano all'espulsione graduale dell'acqua dai pori del sedimento, eccetto i casi in cui la presenza di uno strato impermeabile (es. argilla) impedisce il movimento dell'acqua. In questi casi l'acqua nel sedimento è in "sovrappressione" e se si forma una frattura nello strato impermeabile sovrastante l'acqua può fluire verso l'alto con velocità. Questo flusso verso l'alto può mobilizzare parti del sedimento, si dice che questo porta ad una "fluidificazione" del sedimento. Un processo simile ma che avviene molto rapidamente è il processo di *liquefazione*, che si ha invece a seguito di un movimento improvviso della massa del sedimento (es. terremoto), in questo caso il sedimento diventa

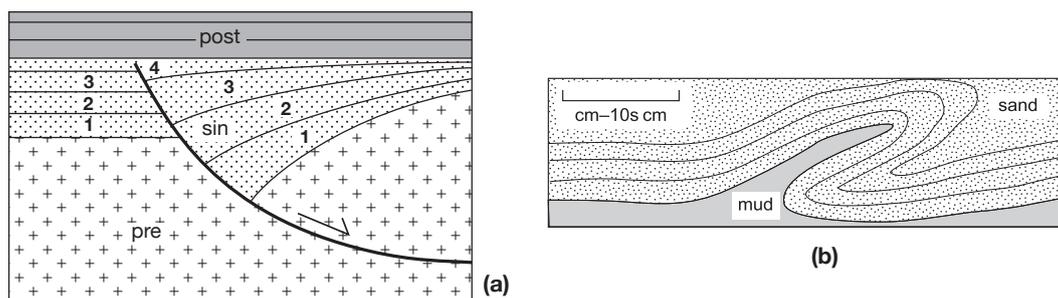


Figura 6.1 (a) Sedimentazione al di sopra di una faglia listrica con crescita degli strati. Sono indicate le rocce pre-esistenti l'attività della della faglia, gli strati "sin" deformazione e la successione "post" deformazione. (b) Laminazione/stratificazione convoluta a seguito di locale liquefazione del sedimento.

istantaneamente liquido e si comporta in modo viscoso con conseguenze drammatiche per eventuali opere dell'uomo presenti (case, ecc.).

Tutte le strutture post-deposizionali che vedremo possono avvenire a varie scale e si possono avere in qualsiasi sedimento depositato in ambiente subacqueo e con ancora un importante contenuto d'acqua dopo la deposizione.

6.1.1 Strutture legate ad instabilità

Slumping

Gli *slumping* sono strutture che si formano a seguito di instabilità gravitative. Se un sedimento è depositato su una superficie inclinata, anche solo di pochi gradi, un qualsiasi evento (es. terremoto) può provocare un'instabilità e il sedimento può scivolare verso il basso nel bacino di sedimentazione. Il risultato è una serie di strati piegati con andamento complicato, il tutto non legato a fasi tettoniche deformative. Le dimensioni variano da pochi metri alle centinaia di metri e sono molto comuni nei grandi delta.

Faglie di crescita

Le faglie di crescita sono strutture *sinsedimentarie*, cioè strutture che si formano e si sviluppano durante il processo sedimentario. A grande scala le faglie dirette (o normali) hanno un andamento "listrico" cioè tendono a diventare orizzontali verso il basso, questo fa sì che necessariamente gli strati al tetto della faglia ruotano e acquisiscono un andamento piegato descrivendo un'anticlinale (Fig. 6.1a). Se la faglia è attiva durante la sedimentazione gli strati che si depositano al tetto della faglia e che poi vengono ruotato assumono una geometria caratteristica, con spessore che aumenta verso la faglia. Queste strutture sono bene evidenti in linee sismiche e permettono, se riusciamo ad riconoscere quali strati sono piegati, a datare il movimento della faglia.

6.1.2 Strutture da liquefazione

La stratificazione (o laminazione) in sedimenti può essere disturbata o interrotta durante o successivamente alla deposizione, a seguito della liquefazione del deposito, anche a scala locale. Questo fenomeno può produrre inclinazione degli strati, piegamento degli strati o strati contorti, queste strutture sono note come *laminazione convoluta* o *stratificazione convoluta* (Fig. 6.1b). Queste strutture si formano se il sedimento si deposita su una superficie

inclinata oppure a seguito del “trascinamento” a causa del flusso di fluidi sovrastanti. Laminazione convoluta è molto comune in torbiditi.

6.1.3 Strutture da liquefazione

Queste strutture si formano a seguito dell’espulsione di acqua dal sedimento e sono anche dette strutture da “fuga di fluidi”.

Tra queste strutture ricordiamo le strutture *dish-pillar* che sono fratture concave di dimensioni centimetriche a seguito dell’espulsione di fluidi verso l’alto. In pianta queste strutture hanno una forma poligonale (“piatto”) e spesso sono accompagnate dalla formazione di condotti verticali (“pilastrini”) a sezione circolare.

Dei dicchi (filoni) si possono formare se uno strato fratturato si trova al di sopra di un sedimento con sovrappressione (di solito sedimenti sabbiosi): in questa situazione di possono propagare delle fratture dal basso verso l’alto. Questi dicchi si sviluppano al contrario dei normali dicchi sedimentari che si propagano come fessure dall’alto verso il basso (es ambiente carsico).

Un sedimento liquefatto può raggiungere la superficie lungo dei condotti verticali e può formare dei *vulcani di sabbia* (o *vulcani di fango*). La liquefazione dei sedimenti è uno dei fenomeni geologici più evidenti che possono essere causati da un terremoto in zone come pianure alluvionali (riempite da depositi fluviali) e pianure costiere. Nei depositi limosi e sabbiosi non consolidati e saturi di acqua (che è incompressibile), lo scuotimento sismico può causare il trasferimento della pressione dai contatti fra i granuli del sedimento all’acqua interstiziale (presente fra un granulo e l’altro). Quando un simile deposito si trova confinato tra due strati impermeabili (limi e argille ad esempio), la pressione dell’acqua cresce sino ad un punto critico sorpassato il quale annulla la pressione tra i granuli e tutto il deposito (sedimento più acqua) si comporta come un fluido ovvero si liquefa. Per sfogare questa pressione in eccesso il deposito liquefatto cerca una via di fuga spingendo verso zone a minore pressione ovvero verso l’alto, attraverso fratture o condotti, di neoformazione o preesistenti, sia naturali che artificiali (pozzi per l’acqua ad esempio). In superficie, la liquefazione si manifesta con vulcanetti di sabbia/limo, frequentemente allineati lungo le fratture di risalita. Gli edifici e tutte le opere antropiche (ponti, strade, ecc.) possono essere danneggiati da tale fenomeno. Infatti, se le fondamenta di un edificio poggiano su uno strato che si liquefa, il sostegno di quel livello viene a mancare (si comporta come un fluido e non più come un solido). Allo stesso tempo anche la sabbia che risale verso la superficie può causare cedimenti e danni ad un edificio sovrastante a seguito della forte pressione esercitata. I fenomeni di liquefazione sono stati osservati in tutto il mondo a seguito di forti terremoti.

Questi fenomeni in genere non hanno quindi niente a che fare con l’attività vulcanica vera e propria, anche se in alcuni casi (es. Sicilia) sono ad essa legati come testimoniato dall’emissione di CO₂, metano, ecc.

6.2 Strutture da carico

Se uno strato di materiale più pesante (a densità maggiore) si trova sopra uno strato a densità minore è possibile che il primo “sprofondi” nello strato a densità minore formando delle strutture concave verso l’alto dette *load cast* (Fig. 6.2a). Il sedimento a densità minore può muoversi verso l’alto formando delle strutture “a fiamma” (*flame structure*).

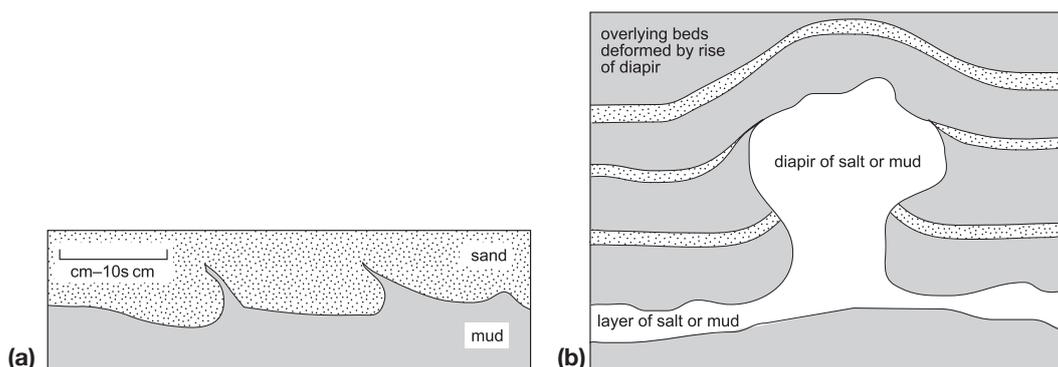


Figura 6.2 (a) *Load cast*, il sedimento sovrastante più pesante (es. sabbia) si trova al di sopra di un sedimento più soffice (es. fango). (b) Struttura diapirica, originata da un sedimento a bassa densità (es. gesso o fango) sovrastato da sedimenti più pesanti.

Instabilità a seguito di differenza di densità può portare a movimenti verso l'alto di materiale a grande scala (m - km), questo fenomeno è detto *diapirismo* (Fig. 6.2b). Questo può avvenire in rocce differenti, a scala molto diversa e in contesti geologici vari, condizione necessaria è un contrasto di densità grande e che il deposito/roccia meno denso abbia la possibilità di fluire verso l'alto, deformando la successione sedimentaria sovrastante. Molto comune è il diapirismo salino (halite, NaCl e di strati di fango, di grande importanza economica in quanto sede di estesi giacimenti di petrolio e gas naturale (es. Golfo del Messico).

6.3 Processi diagenetici

Con il termine *diagenesi* si intendono tutti quei processi fisici e chimici che modificano la struttura e composizione di un sedimento dopo la sua deposizione. Tutti questi processi avvengono a relativamente basse temperature (fino a 250 °C) e a basse profondità (fino a 5 km di profondità). A temperature e profondità maggiori le modificazioni che le rocce subiscono sono più importanti e ci si riferisce a queste con il termine "metamorfismo".

Un sedimento al momento della sua deposizione è generalmente un materiale non consolidato, per esempio un accumulo di sabbia, di ghiaia, fango o parti scheletriche di animali. La *litificazione* è il processo che trasforma il sedimento in una roccia sedimentaria e comprende una serie di processi che possono avvenire immediatamente dopo la deposizione oppure successivamente, anche dopo molti milioni di anni. Litificazione avviene molto velocemente in calcari, in depositi evaporitici o vulcanoclastici.

6.4 Seppellimento, compattazione

Il progressivo accumulo di sedimenti fa sì che i vari depositi vengano sempre successivamente ricoperti ("seppellimento") da materiale più recente, che esercita una forza verticale sui sedimenti sottostanti. Questa forza esercita una pressione detta anche *carico litostatico* o *pressione litostatica* che aumenta con l'aumentare dello spessore dei sedimenti. Questa forza vale: ρgh , dove ρ è la densità delle rocce, g è la forza di gravità e h è lo spessore dei sedimenti sovrastanti.

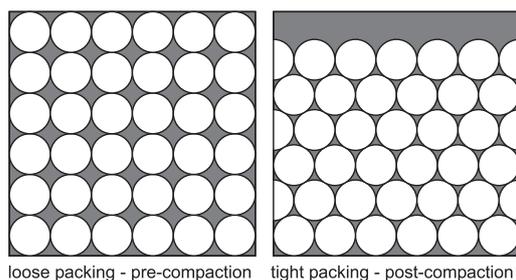


Figura 6.3 Variazione dell'impacchettamento di sfere a seguito di compattazione verticale.

Tale forza produce una *compattazione* del sedimento, cioè cambia la disposizione delle singole particelle o granuli che assumono una disposizione più compatta occupando un volume minore (Fig. 6.3). Conseguenza di questo è un aumento della densità del sedimento, un'espulsione dei fluidi presenti tra i granuli ed eventuale rottura di minerali.

Quando un fango si deposita può contenere fino all'80% di acqua, a causa della compattazione in questi casi si può avere una perdita di volume fino al 30%, questi processi ovviamente hanno influenza sulla variazione verticale dello spessore di sedimenti, mentre è nulla la variazione orizzontale.

In arenarie o conglomerati la compattazione può portare all'avvicinamento e al contatto dei singoli granuli o ciottoli. Nei punti di contatto si ha un aumento della pressione che ha come conseguenza una dissoluzione del materiale e la sua riprecipitazione nelle immediate vicinanze in punti della roccia dove la pressione è minore. Questo fenomeno di dissoluzione/riprecipitazione è detto *pressure solution*.

6.5 Cemento e ricristallizzazione

Dopo la deposizione di solito il sedimento è saturo di acqua e una serie di reazioni chimiche hanno luogo tra i granuli, l'acqua presente tra i granuli (acqua interstiziale) e gli ioni disciolti nell'acqua, con il risultato della dissoluzione di alcuni granuli e minerali, la precipitazione di nuovi minerali, la ricristallizzazione di minerali e la sostituzione di alcuni minerali da parte di altri.

Il processo di dissoluzione è fortemente legato alla composizione dei granuli e al chimismo dell'acqua interstiziale. Nel caso di carbonati, la solubilità aumenta con il diminuire della temperatura e con l'aumento dell'acidità dell'acqua (diminuzione del pH), la presenza di CO_2 nell'acqua ne aumenta l'acidità, come la presenza di sostanza organica in decomposizione può diminuire il pH. È perciò molto comune che dopo la deposizione il guscio carbonatico di fossili venga dissolto e questo spiega perché la maggior parte delle rocce, specialmente quelle terrigene e clastiche, sono povere in contenuto fossilifero. La dissoluzione di silice è invece più limitata in condizioni normali.

Il materiale che è presente tra i singoli grani è detto *matrice* se è il sedimento a granulometria fine depositato durante il processo sedimentario, mentre è detto *cemento* l'insieme dei minerali che precipitano e cristallizzano tra i granuli durante la diagenesi. Come cemento possono cristallizzare molti minerali: più comunemente può cristallizzare silice (SiO_2) usualmente come quarzo ma anche come calcedonio (silice microcristallina con tessitura fibroso-orientata), oppure possono cristallizzare carbonati usualmente come calcite, ma anche aragonite, dolomite e siderite. Il tipo di cemento che si forma dipende dalla disponibilità dei minerali disciolti nell'acqua interstiziale, dalla temperatura e dall'acidità. Minerali

carbonatici precipitano come cemento se la temperatura aumenta e l'acidità diminuisce, la silice precipita come cemento se l'acidità aumenta e la temperatura diminuisce.

La formazione di cemento, cioè la cristallizzazione di minerali negli spazi tra i granuli, porta alla litificazione del sedimento e alla sua trasformazione in roccia. Contemporaneamente si ha una diminuzione della porosità e della permeabilità. La *porosità* di una roccia è la percentuale tra il volume dei vuoti, cioè il volume non occupato da materiale solido e il volume totale della roccia; nell'esempio di Fig. 6.3 l'impacchettamento a sinistra (cubico) ha una porosità del 48%, mentre l'impacchettamento a destra (esagonale) ha una porosità del 26%. La *permeabilità* di una roccia indica la sua capacità di essere attraversata da fluidi, l'unità di misura della permeabilità è il "darcy"¹. La permeabilità di una roccia è solo parzialmente relazionata con la porosità, è possibile infatti avere un'alta porosità e contemporaneamente una bassa permeabilità se la maggior parte dei vuoti tra i granuli non sono connessi tra loro, per esempio per la presenza di cemento. Un'alta permeabilità si può avere se sono presenti numerose fratture tra di loro interconnesse. La crescita di cemento diminuisce la porosità, la permeabilità e porta ad una completa litificazione del sedimento.

In alcuni casi durante la diagenesi si può avere *sostituzione* di un minerale a spese di un'altro. Per esempio in rocce detritiche possiamo trovare granuli di feldspati che possono andare incontro a processi di alterazione, cioè reazioni chimiche possono trasformare (in milioni di anni) i feldspati in minerali argillosi, che alla fine possono completamente sostituire il granulo originario di feldspato.

Tutti i processi che portano alla formazione di cemento sono influenzati, come abbiamo visto, da varie cause. Se consideriamo un volume di roccia di vari m³ o km³ è molto probabile che ci siano delle parti in cui la formazione di cemento è molto attiva, mentre in altre porzioni non lo è per niente, è quindi molto probabile in natura che in un sedimento ci siano varie parti con grado di formazione di cemento molto differente. Si possono quindi formare delle parti molto indurite completamente litificate con a fianco parti non litificate, queste parti litificate indurite possono avere forme sferiche (*noduli*) oppure estendersi in orizzontale (*concrezioni, lenti*).

6.6 Diagenesi dei carbonati

In rocce carbonatiche il cemento è solitamente costituito da carbonato di calcio che deriva dal sedimento che le costituisce, litificazione di questo tipo di rocce ha luogo circa contemporaneamente alla deposizione se c'è una quantità di acqua circolante attraverso il sedimento e se la velocità di sedimentazione è bassa.

Caratteristici sono depositi carbonatici cementati che si formano sulle spiagge nella zona intertidale (Fig. 12.1), cementati dal carbonato di calcio presente nell'acqua marina (*beach rock*). In aree tropicali con mare basso l'acqua marina è sovrassatura di carbonato di calcio e cementazione può avvenire anche sul fondo marino formando degli *hardground*, cioè strati calcarei fortemente cementati.

In aree continentali è possibile distinguere una *zona vadosa* (Fig. 6.4) cioè zona insatura che si estende fra il piano campagna e la *zona freatica* (o acquifero) sottostante. Nella zona vadosa i pori tra i granuli di terreno sono parzialmente riempiti con acqua e questa filtra lentamente verso il basso per gravità, il restante spazio dei pori libero dall'acqua è occupato dall'aria; nella zona freatica i pori sono completamente saturi di acqua. Nell'ambiente

¹Un mezzo con una permeabilità di 1 darcy permette l'attraversamento di 1 cm³/s di un fluido con una viscosità di 1 cP, centipoise, (1 mPa/s) sotto un gradiente di pressione di 1 atm/cm applicata su un'area di 1 cm²

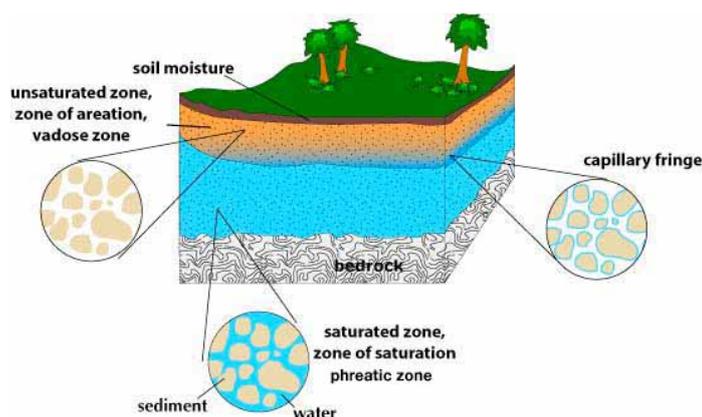


Figura 6.4 Sezione verticale in una zona continentale che schematizza i rapporti tra zona vadosa e zona freatica.

vadoso, per esempio in grotte e lungo fiumi, la precipitazione di calcite per formare cemento può avvenire a seguito di perdita di CO_2 come nel caso di formazione di stalattiti e stalagmiti oppure travertini, depositi che si formano in corrispondenza di venute a giorno di acque sotterranee o di cascate.

I carbonati cementati spesso mostrano strutture diagenetiche particolari dette *stiloliti* (o giunti stilolitici). Si tratta di superfici orizzontali nella roccia che rappresentano superfici di dissoluzione, dovute al carico litostatico della roccia sovrastante. Lungo queste superfici si ha un accumulo di minerali argillosi, hanno un andamento irregolare e talvolta possono simulare ed essere scambiate per superfici di strato.

Un altro processo diagenetico che può avere luogo in depositi carbonatici è la *dolomitizzazione*, cioè la trasformazione del carbonato di calcio nel minerale dolomite, un carbonato di calcio e magnesio ($\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$) e la formazione di una roccia detta *dolomia*. La dolomite è un minerale che si forma in modo primario solo in modeste quantità e solo in ambienti particolari, quali ambienti costieri in clima arido. In molte aree però (anche in Toscana e nelle Alpi) ci sono successioni di dolomie di spessori che possono arrivare a qualche migliaio di metri, questi importanti spessori di dolomie devono quindi essersi formati per processi diagenetici a spese di originarie rocce carbonatiche, come testimoniato dalla presenza di fossili marini. Vari modelli sono stati proposti per spiegare la trasformazione di calcare in dolomia, cioè la trasformazione dei minerali carbonatici (calcite, aragonite) in dolomite, alcuni di questi sono illustrati in Fig. 6.5. Tutto questi processi hanno in comune: la roccia originaria è un calcare, l'acqua che reagisce con esso deve essere marina (che è ricca in Mg) e deve essere abbondante e deve essere disponibile per un lungo intervallo di tempo.

Il modello più semplice è detto *mixing-zone model* (Fig. 6.5a), in questo modello semplicemente si suppone che l'acqua marina si mescoli con l'acqua meteorica provocando la dolomitizzazione; questo processo può avvenire ma è visto che ha luogo solo localmente. In zone costiere aride a causa dell'elevata evaporazione si possono avere acque molto ricche in Mg, che possono dare luogo a dolomitizzazione (*reflux model*, Fig. 6.5b); anche questo processo può spiegare spessori di dolomia di qualche metro, non spessori maggiori. Per spiegare la dolomitizzazione di importanti volumi di roccia sono proposti modelli che prevedono dolomitizzazione durante il seppellimento e compattazione dei sedimenti (*burial model*, Fig. 6.5c), assieme alla presenza di acqua marina (*seawater model*, Fig. 6.5d). La compattazione può essere la causa per il movimento per lungo tempo di acqua marina ricca in Mg, ma la presenza di calore (es. per cause geotermiche) sembra essere il motore principale per generare flusso di fluidi per un lungo periodo di tempo e quindi dolomitizzazione di

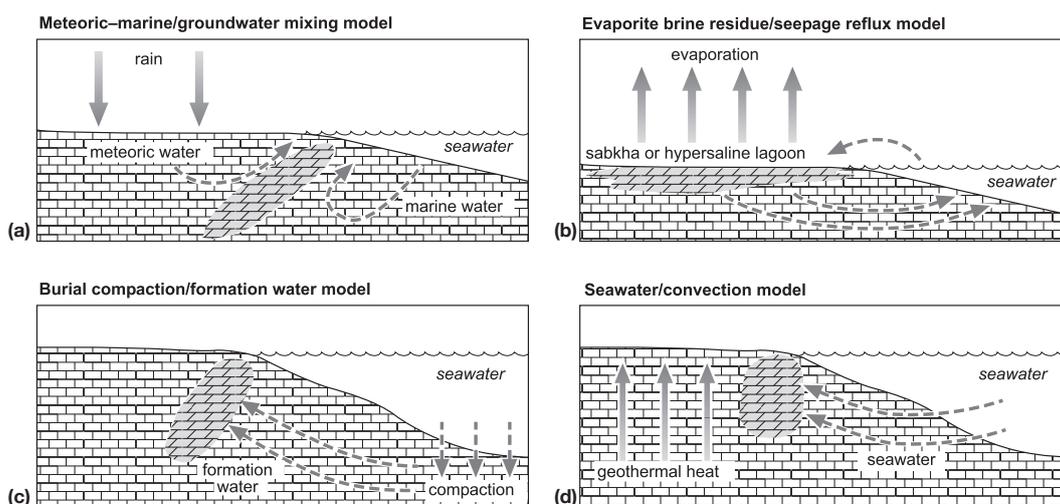


Figura 6.5 Modelli di processi di dolomitizzazione, in grigio è la parte dolomitizzata.

migliaia di metri di spessore di roccia.

6.7 Formazione di carbone, olio e gas naturale

La parte della geologia che ha maggiori implicazioni e importanza economica è quella che studia i combustibili fossili, cioè carbone, olio e gas naturale; essi si formano per processi diagenetici a spese di sostanza organica.

6.7.1 Carbone

La vegetazione presente sulla superficie terrestre alla fine del proprio ciclo vitale viene deteriorata e alterata dall'azione di animali e dall'attività di microrganismi, fino al completo disfacimento. Materiale organico in via di decomposizione può preservarsi se nel bacino dove si accumula c'è scarsità di ossigeno che rallenta l'attività dei microrganismi, in questo caso dal materiale vegetale si ha la formazione di *torba*. Tipi luoghi dove questo avviene sono le paludi, aree dove c'è acqua stagnante o solo un limitato flusso di acqua, cioè un ambiente anaerobico (senza ossigeno). Se il flusso e l'apporto di acqua è maggiore si formano degli acquitrini in cui è possibile avere apporti di materiale clastico (sabbia, ecc.), questo ha forte influenza sul valore economico del giacimento, che diminuisce così di purezza. La presenza di acque saline può portare alla deposizione di solfuri, anche loro vanno a diminuire la qualità del giacimento (bruciando liberano anidrite solforosa SO_2). In base a quanto detto finora è chiaro che i maggiori giacimenti di torba si hanno soprattutto in aree a clima umido e caldo in aree equatoriali e in aree temperate. In aree equatoriali l'accumulo di torba può arrivare a oltre 2 mm/anno. La torba è stata usata in passato per riscaldamento, ma il suo potere calorifico è basso, se comparato ad altri materiali.

Nel corso del tempo la torba che si è formata secondo le modalità che abbiamo visto può venire seppellita dalla progressiva deposizione di altro materiale o sedimenti. Se i sedimenti sovrastanti raggiungono spessori di centinaia di metri l'aumento di pressione e temperatura provoca cambiamenti nella struttura della torba. I composti volatili (anidrite carbonica e metano) vengono espulsi, come il contenuto di acqua. Il risultato è una diminuzione di volume (fino al 10% del volume originario), un impoverimento in ossigeno, idrogeno e

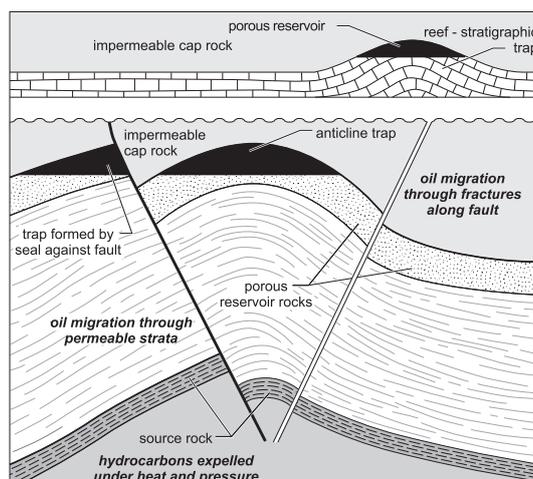


Figura 6.6 Schema di un giacimento petrolifero con indicato i rapporti tra roccia madre (*source rock*), roccia serbatoio (*reservoir*), rocce di copertura (*cap rock*) e trappole (*trap*) per la formazione di un giacimento di olio e gas.

azoto, mentre il contenuto in carbonio aumenta fino a oltre il 90%, in generale quindi si ha una diminuzione di umidità e in potere calorifico aumenta. A partire dalla torba quando l'umidità è compresa tra il 30-70% si ha la *lignite xiloide*, quando l'umidità è del 30-20% si ha *lignite picea*, quando l'umidità è inferiore al 20% e il contenuto in carbonio del 75-90% si ha la *litantrace*, quando l'umidità è inferiore al 15% si ha l'*antracite* di colore nero, duro e lucentezza metallica. Litantrace e antracite sono noti con il nome comune di "carbone" e sono i più utilizzati a livello industriale e per la produzione di energia elettrica.

6.7.2 Olio e gas naturale

Olio e gas naturale sono costituiti da idrocarburi, composti organici che contengono solo atomi di carbonio e idrogeno (liquidi: benzene, esano, ottano, ecc.; gassosi: metano, etano, propano, butano, ecc.). "Petrolio" è il termine generale per indicare tutti questi composti. Gli idrocarburi si formano dalla materia organica vegetale e animale che è accumulata in rocce sedimentarie e sono trasformati in petrolio da una serie di processi noti come "maturazione" che avvengono in funzione della temperatura e del tempo.

Il primo stadio di maturazione è noto come *eogenesi* durante il quale l'attività dei batteri provoca ossidazione e fermentazione con eliminazione di ossigeno, avviene a temperatura a partire da 40° e a profondità di circa 1000 metri. A profondità maggiori (1000-4000 m) e a temperature di 40-150 °C si ha lo stadio della *catagenesi*, importante perché è a queste condizioni che si ha formazione di olio dalle rocce. Per avere olio in quantità economicamente sfruttabili le rocce devono rimanere in queste condizioni di temperatura e profondità per milioni di anni, in quanto la segregazione di olio è un processo estremamente lento. A temperature e profondità maggiori invece della formazione di olio si ha la formazione di solo gas (metano), questo stadio è detto *metagenesi*.

La formazione di olio (idrocarburi allo stato liquido a temperatura ambiente) richiede quindi il verificarsi delle seguenti condizioni. Innanzi tutto la roccia originaria (*roccia madre*, Fig. 6.6) deve essere ricca di materiale organico, comunemente alghe planctoniche, la roccia deve essere depositata in un ambiente marino anossico (scarsità di ossigeno) per potersi preservare, successivamente deve essere seppellita e raggiungere le condizioni della

catagenesi (e non quelle della metagenesi) e in queste condizioni deve rimanervi per un lungo periodo di tempo (milioni di anni). Questa successione ha luogo solo in particolari aree e per questo la formazione di petrolio è limitata solo in alcune aree della Terra.

Gli idrocarburi sono composti che hanno una densità minore rispetto alle rocce circostanti e non sono miscibili con acqua, di conseguenza essi tendono a *migrare* partendo dalla roccia madre verso l'alto attraverso le altre rocce fino ad incontrare una barriera di rocce impermeabili (argille, evaporiti) che ne impedisce il flusso, nella geologia degli idrocarburi queste rocce sono dette *rocce di copertura*. La presenza di rocce impermeabili associate a particolari strutture geologiche (es. anticlinali, discordanze) genera delle *trappole* al sotto delle quali il petrolio si può accumulare; per accumularsi il petrolio deve inoltre trovare al di sotto delle trappole delle rocce molto porose (es. arenarie eoliche prive di matrice o cemento) in modo da potersi infiltrare nei pori della roccia (*roccia serbatoio, reservoir*). Le dimensioni di queste strutture geologiche sono la prima causa che determina le dimensioni di un giacimento petrolifero e quindi il suo valore commerciale.

Facies e paleoambienti

I sedimenti si accumulano in vari ambienti che possono essere definiti e classificati sulla base dei loro caratteri geomorfologici (fiumi, laghi, ambienti costieri, ambienti marini, ecc.). I processi fisici, chimici e biologici che oggi hanno luogo in questi ambienti è molto verosimile che siano i soliti che hanno operato in passato durante le varie epoche geologiche. Una parte importante della sedimentologia è lo studio delle rocce sedimentarie per ricostruire gli ambienti deposizionali e processi di trasporto del passato che hanno portato alla formazione di queste rocce e quindi ricostruire la storia geologica ed evoluzione della Terra.

7.1 Il concetto di facies

Il termine *facies* è molto usato in geologia e soprattutto in sedimentologia, in cui una *facies sedimentaria* è un termine che indica l'insieme di tutti i caratteri di una certa unità sedimentaria. Questi caratteri possono essere le dimensioni, le strutture sedimentarie, tipo e dimensione dei granuli, colore e contenuto fossilifero di una roccia. Un esempio di descrizione di una facies potrebbe essere: "arenaria media con stratificazione incrociata"; questo indica una roccia sedimentaria costituita quasi esclusivamente da granuli di dimensioni arenitiche medie, con evidente stratificazione incrociata.

Se la descrizione è limitata ai caratteri fisici e chimici della roccia si parla di *litofacies*, se si descrive il contenuto fossilifero si parla di *biofacies*, se invece si descrivono le tracce fossili presenti si parla di *icnofacies*. Una certa roccia può essere quindi descritta con la sua litofacies, per esempio "calcare bioclastico grigio", la sua biofacies a brachiopodi e una icnofacies a *Helminthoides*¹: tutte queste caratteristiche costituiscono la facies sedimentaria della roccia.

7.2 Associazioni di facies

Un ambiente sedimentario è caratterizzato dall'insieme dei processi che lì hanno avuto luogo. Una laguna, per esempio, è un'area a bassa energia, con acque basse con periodici influssi e apporti di sabbia dal mare e in genere è una speciale nicchia ecologica dove vivono solo alcuni organismi che si adattano alle condizioni spesso di alta salinità delle acque. Le facies che si producono da questi processi sono fango che si deposita dalle acque stagnanti,

¹Piste lasciate da anellidi (vermi) che si nutrono esplorando il fondo marino.

sabbie con ripple da onde e biofacies con faune ristrette. Tutte queste facies formano una *associazione di facies* e riflettono questo ambiente deposizionale.

Quando un insieme di strati sono studiati in questo modo può risultare che siano riconoscibili particolari distribuzioni delle facies che possono essere tra loro associate se consideriamo i loro processi di formazione. Nell'esempio di Fig. 7.1 le argilliti bioturbate (*bioturbated mudstone*) e le arenarie medie con ripple da onde (*wave rippled medium sandstone*) molto probabilmente rappresentano un deposito in ambiente subacqueo marino, mentre arenarie medie con resti di radici (*medium sandstone with rootlets*) e carbone (*coal*) molto probabilmente si sono formate in ambiente continentale subaereo. Si possono quindi individuare due associazioni di facies in quanto le facies depositate in ambiente marino si ritrovano associate assieme e lo stesso vale per le due facies deposte in ambiente continentale.

Per procedere con un'analisi di facies è perciò necessario un processo che si deve svolgere in due fasi: prima di tutto bisogna riconoscere delle facies e interpretare i processi che le hanno formate, in seguito è necessario raggruppare le facies in associazioni di facies che riflettano i processi e gli ambienti di formazione.

Le relazioni spaziali e temporali tra facies che possiamo osservare oggi in depositi attuali e facies che si riconoscono in rocce di varia età sono state studiate da WALTHER (1894) e riassunte nella famosa *Legge di Walther*. La legge di Walther semplicemente afferma che *se due facies si ritrovano una al di sopra dell'altra in continuità di sedimentazione, le due facies devono essersi depositate una accanto all'altra in ambienti adiacenti*. Questo significa, per esempio, che se si ritrovano arenarie deposte in ambiente desertico è probabile che al di sopra o al di sotto si rinvengano rocce evaporitiche, in quanto in un ambiente desertico sabbie eoliche e aree con depositi evaporitici si ritrovano adiacenti le une alle altre. Al contrario è improbabile che al di sopra di arenarie eoliche di ambiente desertico si ritrovino in continuità di sedimentazione delle argille di mare profondo: se questo si riconosce sul terreno significa che è presente un contatto tettonico tra arenarie e argille oppure esiste una discontinuità di sedimentazione (es. erosione con discordanza, vedi Fig. 8.4).

Una *sequenza di facies* (o successione di facies) è una associazione di facies che si ritrovano in un particolare ordine. Una successione di facies si ha quando nel tempo si ripetono dei processi sedimentari a seguito di regolari cambiamenti ambientali. Se per esempio si ha un wackestone bioclastico (vedi definizione in Fig. 4.4) sempre seguito da packstone bioclastico e successivamente da un grainstone bioclastico (Fig. 7.1), queste tre facies possono essere considerate una sequenza di facies e possono risultare da un abbassamento del livello del marino.

7.3 Ricostruzione paleoambienti

Uno degli obiettivi della sedimentologia è ricostruire l'ambiente in cui si depositava un certo sedimento da cui poi si è originata la roccia che stiamo oggi osservando (che forma aveva un estuario, quale era la forma e orientazione di un bacino, ecc.). Il primo requisito per ricostruire un ambiente sedimentario del passato (*paleoambiente*) è stabilire un contesto stratigrafico in cui la sedimentazione ha luogo, cioè qual'è l'età degli strati, quali strati hanno la stessa età, quali sono più vecchi e quali più giovani. Per fare questo abbiamo bisogno di tecniche per datare e correlare le rocce, che vedremo nella successiva parte "Stratigrafia".

Se in un'area affiorano rocce della stessa età, dall'analisi delle facies possiamo stabilire per esempio se si tratta di depositi fluviali, possiamo stabilire dov'era il delta, dov'era la linea di costa, determinare il bacino di alimentazione del fiume, ecc.

È possibile inoltre ricostruire l'evoluzione di un ambiente nel tempo, cioè stabilire se in un'area in una certa età c'era un ambiente fluviale e successivamente un ambiente costiero, e poi marino, ecc. Questo è importante per sapere se in un'area nel corso della storia geologica c'è stato un generale abbassamento o sollevamento, legato a movimenti tettonici a scala globale oppure se c'è stato un innalzamento o abbassamento del livello del mare dovuto a altre cause

Queste ricostruzioni di paleoambienti sono di interesse scientifico per ricostruire la storia geologica della Terra, ma sono importanti anche per ricostruire la successione di strati nel sottosuolo al fine di esplorazione di idrocarburi, ricostruzione volumi falde acquifere, depositi minerali industriali, ecc.

Parte II

Principi di stratigrafia

8

Stratigrafia: concetti generali e litostratigrafia

Finora abbiamo visto origine, strutture e classificazione delle rocce sedimentarie. Se vogliamo utilizzare queste informazioni per studiare l'evoluzione geologica della Terra dobbiamo prendere in considerazione anche il fattore *tempo*. Il contesto temporale in cui avviene la formazione delle rocce sedimentarie è fornito dalla *stratigrafia*. La disciplina della stratigrafia studia:

- riconoscimento dei corpi rocciosi e relazioni spaziali tra loro;
- definizione delle unità litostratigrafiche e correlazioni tra loro;
- correlazioni tra rocce e unità cronostratigrafiche di riferimento.

La litostratigrafia costituisce le basi per la realizzazione di carte geologiche, e la correlazione di unità litostratigrafiche rende possibile ricostruire le variazioni paleogeografiche di un'area nel tempo.

8.1 La scala dei tempi

Il concetto di tempo in geologia è per certi versi simile al concetto di distanza in astronomia: i numeri sono talmente grandi che spesso è difficile assegnare loro un senso. Mentre possiamo comprendere bene il passare degli anni o dei secoli, è molto più difficile comprendere intervalli di tempo quali i milioni di anni, perché sono intervalli di tempo che vanno oltre le esperienze della vita di una persona.

In geologia un milione di anni è un intervallo di tempo molto breve, se si pensa che la Terra ha un'età di circa 4,5 miliardi di anni. Se per esempio consideriamo un certo evento geologico che può essersi svolto in 4 milioni di anni (es. la sedimentazione di un certo tipo di roccia, un serie di eruzioni vulcaniche, ecc.), stiamo parlando di qualcosa che si è svolto in un intervallo di tempo molto maggiore della comune esperienza della vita di un uomo. Per questo un geologo/a deve sviluppare un particolare senso nel pensare al tempo ed essere cosciente, per esempio, che 1000.000 anni sono un intervallo di tempo brevissimo se comparato alla vita della Terra e ai processi geologici che si svolgono.

Il tempo trascorso dal momento della formazione della Terra è diviso in *unità geocronologiche*, che sono suddivisioni del tempo espresse in anni o con dei termini stabiliti internazionalmente. Per esempio all'intervallo di tempo compreso tra 205 e 140 milioni di anni da oggi ci si può anche riferire con il termine "Giurassico". Questo concetto è lo

Tabella 8.1 Suddivisione gerarchica delle unità cronologiche e cronostatigrafiche.

Unità cronologiche	Unità cronostatigrafiche
Eone	Eonotema
Era	Eratema
Periodo	Sistema
Epoca	Serie
Età	Piano

stesso usato comunemente in storia: per esempio l'intervallo di tempo tra il 476 d.C. (caduta dell'Impero Romano d'Occidente) e il 1492 d.C. (scoperta dell'America) viene denominato "Medioevo". In geologia gli intervalli di tempo sono generalmente espressi in milioni di anni dal presente, e l'abbreviazione è "Ma" (es. 250 Ma indica 250 milioni di anni da oggi; 0,6 Ma indica 600.000 anni da oggi).

Comunemente si distingue tra unità geocronologiche che come visto si riferiscono a intervalli di tempo (e si esprimono in anni), e le *unità cronostatigrafiche* che invece indicano un corpo roccioso che si è formato in un certo intervallo di tempo. Il termine "Serie Miocenica" indica per esempio un'unità cronostatigrafica, cioè le rocce che si sono formate durante il Miocene.

Le unità geocronologiche e cronostatigrafiche sono organizzate gerarchicamente come illustrato in Tab. 8.1 e si distinguono:

Eone/Eonotema È l'unità cronostatigrafica di rango più alto. Sono distinti tre eonotemi, denominati, dal più antico al più recente, Archeano, Proterozoico e Fanerozoico. L'unità geocronologica corrispondente è l'Eone, che prende lo stesso nome dell'eonotema cui corrisponde.

Eratema/Era È un'unità cronostatigrafica di rango inferiore all'Eone. È denominata sulla base dei maggiori cambiamenti evolutivi della vita sulla Terra: Paleozoico (vita antica), Mesozoico (vita intermedia), Cenozoico (vita recente). L'unità geocronologica corrispondente è l'Era, che prende lo stesso nome dell'eratema cui corrisponde.

Periodo/Sistema Sono le unità più comunemente usate quando ci si riferisce alla storia della Terra. Il Mesozoico è suddiviso in tre periodi: Triassico, Giurassico e Cretacico. Il termine Sistema indica le rocce che si sono deposte in questi intervalli di tempo.

Epoca/Serie Sono le unità di rango inferiore ai Periodi/Sistemi. Alcune hanno dei nomi (es. Pliocene, Miocene), alcuni periodi sono suddivisi semplicemente in Superiore/Medio/Inferiore.¹

Età/Piano Sono le unità più piccole della suddivisione cronologica e hanno una durata di qualche milione di anni. Il nome di norma deriva da un toponimo geografico (Oxfordiano, da Oxford; Langhiano, dall'area delle Langhe in Piemonte). In italiano il nome del piano termina solitamente in -iano, -ano (Burdigaliano, Serravalliano, Turoniano), oppure -ico (Ladinico, Retico).

La Fig. 8.1 riporta una scala dei tempi geologici in cui sono riportate le varie suddivisioni cronologiche e cronostatigrafiche.

¹In lingua inglese si usano i termini *Early/Middle/Late* quando ci si riferisce ad una Epoca, cioè a un intervallo di tempo, mentre si usa *Lower/Middle/Upper* quando ci si riferisce ad una Serie cioè ad un gruppo di rocce.

8.2 Unità stratigrafiche

La Scala dei tempi geologici di Fig. 8.1 ci permette di mettere in ordine di tempo tutte le rocce presenti sulla Terra e ci permette di mettere in ordine tutti gli eventi geologici che si sono succeduti dalla formazione della Terra. Se però siamo sul terreno e vogliamo sapere le età di due tipi di rocce, questa scala ci è solo di aiuto limitato in quanto ...le rocce non hanno nessuna etichetta che ci dice in che età si sono formate! Per determinare l'età di una roccia bisogna studiare la struttura, la composizione e in genere i caratteri della roccia.

Prima di tutto un corpo di rocce può essere definito dai suoi caratteri litologici e dalla sua posizione stratigrafica relativa ad altre rocce: questo porta alla definizione di una *unità litostratigrafica*, che può essere facilmente definita soprattutto in successioni di rocce sedimentarie. Un corpo di rocce può essere definito sulla base del suo contenuto fossilifero, in questo caso si stabilisce una *unità biostratigrafica*. Se per un corpo di rocce può essere definita un'età in modo diretto o indiretto, si stabilisce una *unità cronostratigrafica*, caratterizzata da avere i limiti inferiori e superiori rappresentati da *superfici isocrone* cioè superfici che si sono formate allo stesso tempo. Si può poi avere una *unità magnetostratigrafica*, che indica un corpo di rocce con le stesse proprietà magnetiche. Infine dei corpi rocciosi possono essere definiti dalla loro posizione rispetto a discordanze o ad altre superfici correlabili su ampie distanze, queste sono dette *unità allostratigrafiche* e il loro studio rientra in quella parte della stratigrafia detta "stratigrafia sequenziale", che non viene trattata in questo corso.

8.3 Litostratigrafia

La *litostratigrafia* è quella parte della stratigrafia che si occupa della descrizione e nomenclatura delle rocce basandosi sulla loro litologia e le loro relazioni stratigrafiche. La posizione stratigrafica relativa può essere determinata considerando relazioni geometriche che indicano quali strati sono i più giovani e quali i più vecchi. Queste unità possono essere classificate gerarchicamente usando termini quali membri, formazioni, gruppi.

8.3.1 Rapporti stratigrafici

Vediamo quali sono i vari tipi di rapporti stratigrafici, che rappresentano i principi fondamentali della litostratigrafia.

Sovrapposizione

Se una successione di rocce non è stata deformata e le rocce sono ancora nella loro posizione originaria (Fig. 8.2a) le rocce che stanno in alto sono più giovani di quelle che stanno in basso.

Orizzontalità originaria

Le rocce sedimentarie si depongono con geometrie orizzontali parallelamente alla superficie terrestre, cioè gli strati hanno un andamento orizzontale. Questo principio non sempre è valido, in quanto in ambienti deposizionali particolari, come margini di piattaforma, depositi esterni di scogliere, la stratificazione avviene su superfici inclinate (Fig. 8.2b).

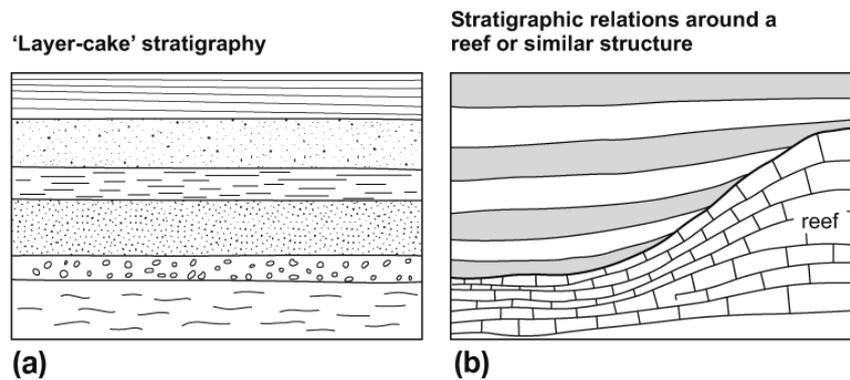


Figura 8.2 Principio di sovrapposizione: (a) successione orizzontale; (b) successione stratigrafica non orizzontale.

Principio della continuità laterale

Quando si depositano, gli strati si estendono in tutte le direzioni fino a ridursi ad uno spessore nullo o a terminare contro i bordi del bacino di deposizione. L'originaria continuità laterale degli strati è spesso persa per erosione e/o tettonica (faglie).

Passaggi stratigrafici verticali

Ogni unità stratigrafica ha una superficie limite inferiore ed una superiore, tra due corpi rocciosi il passaggio può essere continuo (senza lacuna) oppure discontinuo (con lacuna). "Concordante" si dice un contatto che avviene tra due corpi rocciosi diversi i cui strati siano tra loro paralleli e in continuità di sedimentazione. Quando ciò non avviene un contatto si dice "discordante". I passaggi verticali concordanti possono avvenire in modo sfumato (Fig. 8.3a), per alternanze (Fig. 8.3b) oppure in modo netto (Fig. 8.3c)

Discordanze

Una discordanza (ingl. *unconformity*) è una discontinuità, una interruzione della sedimentazione a cui segue erosione degli strati sottostanti, gli strati al di sopra della discordanza sono più giovani degli strati al di sotto. Si distinguono i seguenti tipi di discordanze:

- a) *Nonconcordanza* (discordanza semplice, *nonconformity*): la superficie di erosione interessa rocce metamorfiche o magmatiche e al di sopra si deposita una successione sedimentaria;
- b) *Discordanza angolare* (*angular unconformity*): discontinuità in corrispondenza della quale i piani di stratificazione delle unità sottostanti e soprastanti formano un angolo gli uni rispetto agli altri, indicando deformazione tettonica prima dell'erosione;
- c) *Discordanza* (*disconformity*): discontinuità in corrispondenza della quale i piani di stratificazione delle unità sottostanti e soprastanti sono paralleli, ma è presente una marcata superficie erosionale, cioè una troncatura erosiva degli strati sottostanti;
- d) *Paraconcordanza* (*paraconformity*): discontinuità in corrispondenza della quale i piani di stratificazione delle unità sottostanti e soprastanti sono paralleli, e non è evidente una netta superficie erosionale. Si ha una discontinuità nella sedimentazione che può essere dimostrata solo dall'età molto differente al di sopra e al di sotto della superficie di paraconcordanza.

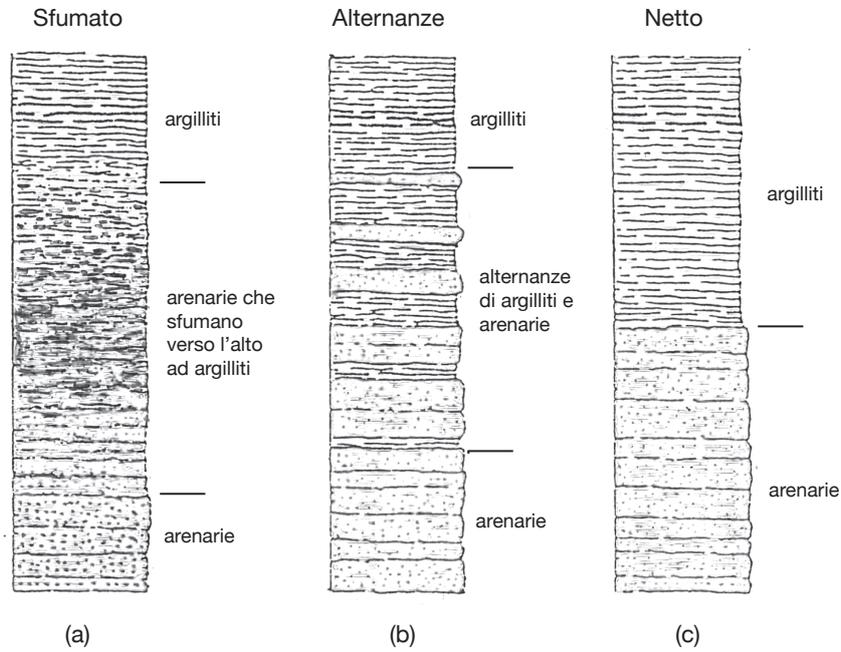


Figura 8.3 Tipi di passaggi verticali tra due litologie, arenarie e argilliti. (a) Passaggio, netto. (b) Passaggio per alternanze. (c) Passaggio di tipo netto.

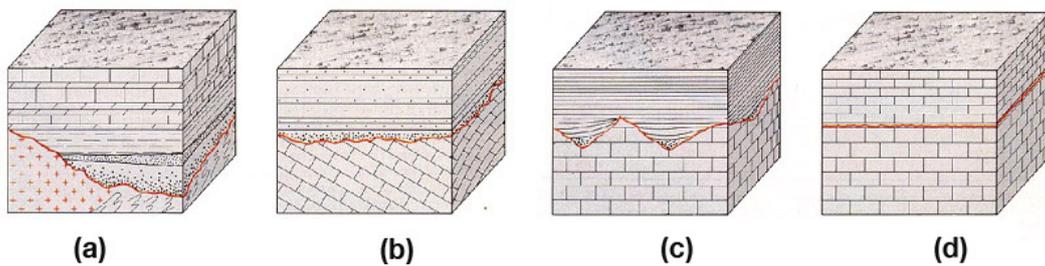


Figura 8.4 Tipi di discordanze. (a) Nonconcordanza. (b) Discordanza angolare. (c) Disconformità. (d) Paraconcordanza.

Relazioni di intersezione

Un corpo roccioso che interseca altri corpi rocciosi è sicuramente più giovane della serie di corpi attraversati. Queste relazioni si ritrovano comunemente nel caso di rocce magmatiche (es. graniti, filoni), ma sono comuni anche in rocce sedimentarie in corrispondenza di strutture quali fratture che sono poi riempite da sedimenti più giovani.

Principio di inclusione

Una roccia inclusa in un'altra è più vecchia della roccia includente (si pensi ad esempio ai ciottoli di un conglomerato, ad un olistolite all'interno di depositi marini, ecc). Spesso i ciottoli all'interno di un conglomerato hanno una composizione molto diversa da quella delle rocce che si trovano nelle aree circostanti, questo significa che l'erosione e il trasporto ha permesso la deposizione di ciottoli di rocce che in origine si trovavano a parecchi chilometri di distanza.

8.3.2 Unità litostratigrafiche²

I geologi usano suddividere le rocce appartenenti alle successioni stratigrafiche in unità aventi caratteristiche comuni. Queste unità sono dette *unità litostratigrafiche* e vengono riconosciute sulla base di una omogeneità di caratteri litologici, in particolare di quelli identificabili già sul terreno, dall'osservazione diretta dell'affioramento. Si tratta di colore, composizione litologica, granulometria, tipo di fossili presenti, spessore degli strati, contatti con le unità adiacenti. Questi corpi rocciosi, dotati di una complessiva omogeneità litologica o di caratteri litologici peculiari, sono distinguibili proprio nell'affioramento e quindi l'utilizzo del metodo litostratigrafico è l'approccio più semplice e immediato che si possa adottare sul campo. Le unità litostratigrafiche sono le unità fondamentali per gli studi geologici di base e per la cartografia geologica.

L'unità litostratigrafica fondamentale è la *formazione*, che può essere ulteriormente suddivisa in unità minori (membro, strato) o superiori (gruppo). Le unità litostratigrafiche formali risultano quindi così gerarchizzate: strato (colata) → membro → formazione → gruppo.

Formazione

È l'unità litostratigrafica fondamentale. Indica un *corpo roccioso distinguibile da quelli adiacenti sulla base delle caratteristiche litologiche*. Una formazione risulta definita unicamente dalla sua litologia (composizione, tessitura, strutture, colore) e dalla sua posizione stratigrafica; può essere costituita da un qualsiasi tipo di roccia (sedimentaria, ignea, metamorfica o, in alcuni casi, associazioni di due o più tipi di roccia) e può includere anche discontinuità deposizionali, a meno che non coincidano con significativi cambiamenti litologici.

Sono caratteri fondamentali per una formazione la riconoscibilità sul terreno e la cartografabilità. La cartografabilità impone uno spessore minimo per la formazione; il limite inferiore è infatti quello rappresentabile alla scala della carta geologica (ad esempio, per una carta alla scala 1:50.000 lo spessore minimo è di qualche decina di metri).

²Questo capitolo è tratto da: COMMISSIONE ITALIANA DI STRATIGRAFIA DELLA SOCIETÀ GEOLOGICA ITALIANA (2003) - Guida Italiana alla Classificazione e alla Terminologia Stratigrafica, Quaderni serie III, vol. 9. Servizio Geologico d'Italia, Roma, 156 pp

La formazione è descritta in modo completo da: nome e riferimenti bibliografici della sua istituzione, area tipo, stratotipo (più eventuali sezioni di riferimento e affioramenti tipici), estensione degli affioramenti, caratteri litologici (di terreno e di laboratorio), spessore (nello stratotipo, oltre ad eventuali variazioni nell'area tipo), rapporti stratigrafici (formazione sottostante, formazione sovrastante, formazione eteropica, formazione incasante), contenuto fossilifero, attribuzione cronologica, ambiente deposizionale, dominio paleogeografico ed unità strutturale di appartenenza della formazione.

È importante che la designazione di una formazione preveda:

- a) definizione esplicita dei caratteri litologici che la distinguono da quelle adiacenti. Si noti che una formazione NON è definita dalla sua età: informazioni su età assolute o contenuto fossilifero sono utili, ma non sono informazioni necessarie per la definizione di una formazione. Spesso una formazione è una unità *diacronica* cioè le solite litologie si formano in aree diverse in età differenti (vedi Capitolo 8.4.2).
- b) definizione di uno stratotipo e di sezioni di riferimento o di affioramenti caratteristici. Uno stratotipo è una sezione stratigrafica ubicata in una località rappresentativa, che costituisca il riferimento ufficiale per confronti e correlazioni. Nel caso in cui, successivamente alla sua designazione, uno stratotipo non sia più accessibile o sia male esposto, delle sezioni di riferimento diventano di importanza fondamentale.
- c) scelta e descrizione dei limiti stratigrafici con le formazioni a letto ed a tetto ed i rapporti laterali, la loro esplicita descrizione (contatto netto, transizione graduale, interdigitazione, ecc.) e la descrizione del criterio o dei criteri sulla base dei quali sono stati posizionati (ad esempio, la prima comparsa di selci in una successione calcarea). I limiti di una formazione devono essere stratigrafici e non tettonici; solo eccezionalmente per alcune formazioni e limitatamente ad alcune aree, non essendo possibile l'utilizzo dei limiti stratigrafici, può essere ammesso l'impiego dei limiti tettonici nella definizione dell'unità. I limiti vanno posizionati esclusivamente su base litologica, cioè in corrispondenza di un cambiamento nelle caratteristiche litologiche. Nella scelta dei limiti verticali e laterali di un'unità stratigrafica è criterio imprescindibile la loro riconoscibilità sul terreno.
- d) un nome (scritto con la lettera iniziale maiuscola), seguito dal nome geografico appropriato, ad esempio che indica l'area tipo o la località tipo (ad esempio: Formazione di Manciano, Formazione di Monte Fumaiolo, Calcarea Metallifera Bergamasca); nel caso la litologia sia omogenea e diagnostica, il primo nome può essere riferito alla litologia stessa (va scritto comunque con la lettera iniziale maiuscola. Ad esempio: Arenarie di Bordighera, Calcarea di Bari). È possibile mantenere nomi storici ormai diffusi nella letteratura geologica (in Toscana es: Macigno, Maiolica, Rosso Ammonitico, ecc.)

Strato

È un livello o letto delimitato da due discontinuità/superfici fisiche all'interno di una successione stratificata distinguibile da quelli adiacenti sulla base delle sue caratteristiche litologiche. Ha uno spessore da pochi centimetri a pochi metri. Più letti contigui/sovrapposti, che presentino omogeneità litologica possono costituire un'unità litostratigrafica formale. Possono rivelarsi estremamente utili per correlazioni. L'equivalente dello strato nell'ambito delle rocce vulcaniche è la *colata*.

Membro

È una parte di una formazione distinguibile dal resto della formazione stessa in base alle sue caratteristiche litologiche. Non è vincolato a limiti di estensione o spessore. Deve avere uno stratotipo chiaramente designato. L'istituzione di un membro non indica automaticamente che il resto della formazione sia un altro membro, cioè non è necessario che una formazione sia totalmente suddivisa in membri.

Gruppo

È un'unità litostratigrafica che raggruppa due o più formazioni con caratteri litologici comuni. I gruppi sono di una certa utilità nella cartografia a piccola scala e negli studi regionali. Rispetto alle formazioni, mostrano più flessibilità; ad esempio possono essere costituiti da formazioni diverse in aree diverse, oppure una formazione può essere condivisa da gruppi adiacenti lateralmente. Il gruppo ha uno stratotipo composito, dato dagli stratotipi delle unità che lo compongono.

Complesso

È un'unità litostratigrafica che comprende diversi tipi di rocce (sedimentarie, ignee, metamorfiche) e risulta caratterizzata da mescolanza litologica irregolare o complicazioni nei rapporti strutturali tra i diversi componenti, tali da oscurare la sequenza originaria delle rocce componenti e da non permettere la cartografabilità delle singoli componenti rocciose o della sequenza rocciosa.

8.4 Applicazioni della litostratigrafia

8.4.1 Litostratigrafia e carte geologiche

Nella definizione di una formazione è stabilito che questa deve essere cartografabile, nella pratica significa che questa deve essere cartografabile in una carta geologica, che solitamente sono carte alla scala 1:25.000 o 1:50.000. In queste carte quindi sono illustrate la distribuzione areale di queste formazioni ed eventualmente i membri o le altre suddivisioni. I colori con cui le formazioni sono rappresentate sono stabiliti internazionalmente (Fig. 8.1) anche se per ragioni di leggibilità della carta sono possibili eccezioni.

8.4.2 Litostratigrafia e ambienti sedimentari

Finora abbiamo visto come l'ambiente di deposizione ha un ruolo fondamentale sulle caratteristiche litologiche di un corpo roccioso. Una formazione, definita dalle sue caratteristiche litologiche, è molto probabile che sia formata da strati che si sono depositi tutti in un certo ambiente sedimentario. Questo ha importanti conseguenze quando si vogliono correlare formazioni e fare considerazioni sulla loro età.

Consideriamo inizialmente un esempio di sedimentazione attuale. È possibile, per esempio, che in ambiente continentale si abbia una sedimentazione fluviale e contemporaneamente si avrà deposizione negli adiacenti ambienti costieri e marini. In ogni ambiente si formeranno dei sedimenti differenti e quindi, in futuro, formazioni geologiche differenti.

È evidente inoltre che le formazioni geologiche hanno estensioni laterali limitate (determinata dall'estensione dell'ambiente deposizionale) e che due o più formazioni si possono depositare allo stesso tempo.

Consideriamo ora il fatto che gli ambienti deposizionali non rimangono fissi durante il tempo. Consideriamo un ambiente costiero (foreshore in Fig. 8.5), che passa ad un ambiente continentale (coastal plain) e verso ambienti marini (offshore). Se il livello del mare si alza la zona costiera si sposterà verso il continente e lo stesso accade gli altri ambienti. Ognuno di questi ambienti deposizionali svilupperà depositi con caratteristiche litologiche particolari e che quindi potranno essere cartografati come distinte formazioni geologiche. È evidente che una di queste formazioni geologiche si è depositata prima prima nelle aree verso il mare che in prossimità delle aree continentali. Questa è una conseguenza del fatto che con il tempo gli ambienti deposizionali hanno migrato verso le aree continentali. Ognuna di queste formazioni è diacrona e i limiti al tetto e alla base della formazione sono diacroni.

8.4.3 Litostratigrafia e correlazioni

Quando si parla di *correlazioni* si intendono i rapporti temporali tra varie rocce, cioè quali sono più vecchie, quali più giovani, quai si sono formate nel solito intervallo di tempo. Come abbiamo visto nel capitolo precedente effettuare delle correlazioni basandosi solo su basi litostratigrafiche può essere molto difficile in quanto spesso le formazioni geologiche sono diacrone. Nell'esempio di Fig. 8.5 i limiti superiori e inferiori delle unità litostratigrafiche tagliano le cosiddette *linee-tempo*, cioè quelle linee ideali che collegano rocce della stessa età, cioè rocce che si sono formate nel solito momento.

Se noi fossimo in grado di tracciare le linee-tempo in una successione di rocce, sarebbe possibile ricostruire gli ambienti sedimentari esistenti in quell'area in una certa età. Per fare questo dobbiamo avere informazioni sull'età delle rocce e questo può essere fatto con l'aiuto delle tecniche di datazione assoluta delle rocce, con l'aiuto della biostratigrafia o mediante informazioni paleomagnetiche.

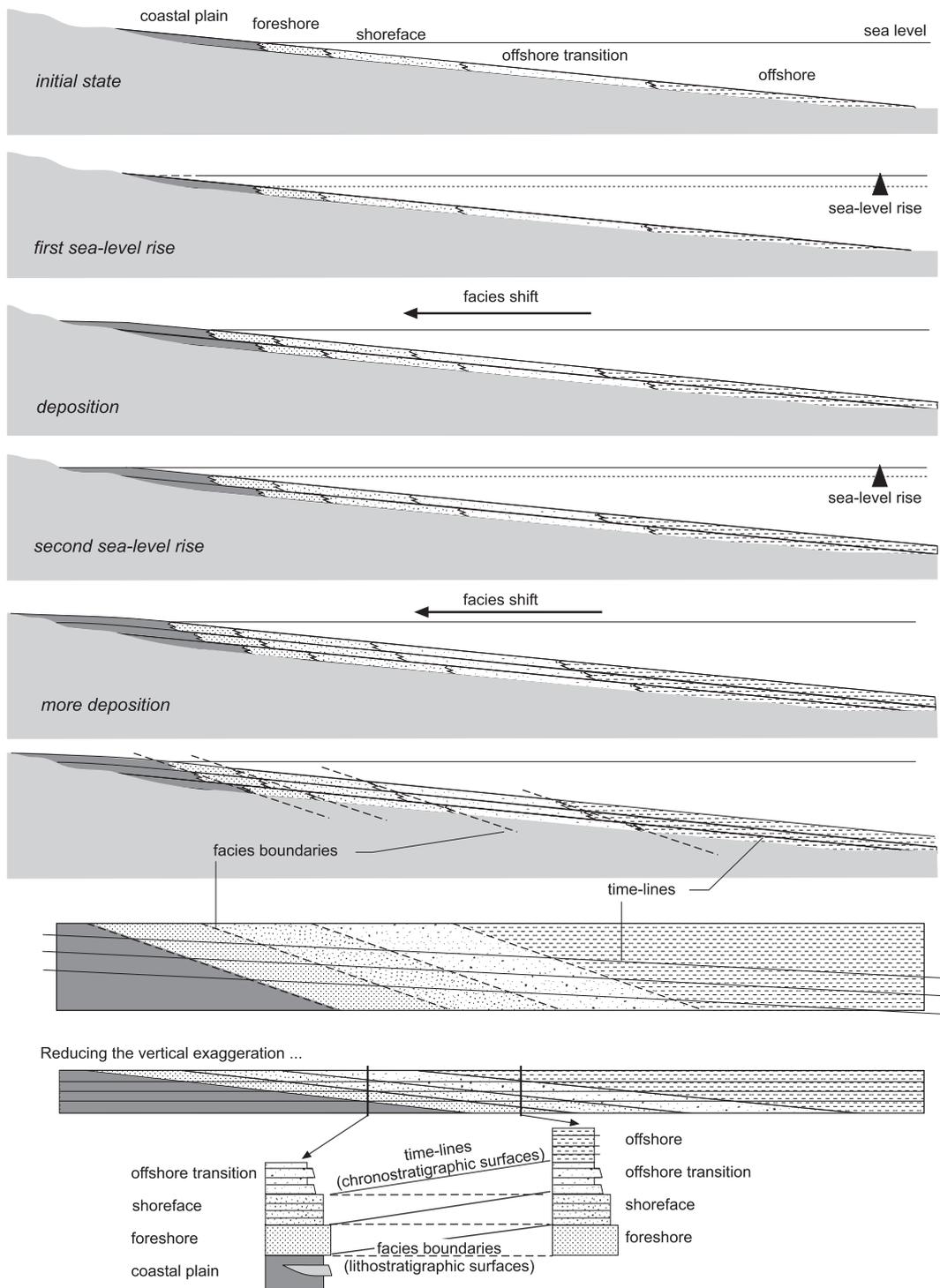


Figura 8.5 Relazioni tra i limiti delle unità litostratigrafiche e le linee-tempo in una successione di strati formata durante un graduale innalzamento del livello del mare (trasgressione). Si individuano gli ambienti di piana costiera continentale (*coastal plain*), intertidale (*foreshore*), litorale (*shoreface*) e marino (*offshore*).

9

Biostratigrafia

Per questa parte vengono forniti solo alcuni concetti base, questi argomenti saranno trattati in modo completo nel corso di Paleontologia.¹

Una *zona biostratigrafica* o *biozona* è un corpo roccioso definito o caratterizzato sulla base del suo contenuto fossilifero. La biozona è fondata sulla presenza di un singolo taxon o più taxa (una specie, un genere, ecc.), ed è definita sulla base del suo contenuto e dei suoi limiti. Lo stesso intervallo stratigrafico può essere classificato in modo diverso, attraverso unità biostratigrafiche basate su gruppi fossili diversi. I limiti tra le zone di queste diverse scale non sono di regola coincidenti.

9.1 Fossili

La diffusa presenza di resti fossili nelle rocce sedimentarie fornisce uno strumento per la loro classificazione e correlazione secondo alcuni criteri, tra cui quello temporale. La disciplina che si occupa di questo aspetto viene definita biostratigrafia.

Nei paragrafi successivi saranno discussi la natura della documentazione paleontologica (i fossili) e le diverse possibilità di classificazione delle successioni sedimentarie sulla base del loro contenuto fossilifero (classificazione biostratigrafica).

I fossili solitamente costituiscono una componente sparsa e quantitativamente minore di uno strato roccioso. Anche all'interno di una formazione definita fossilifera, non tutti gli strati contengono fossili, tranne in casi eccezionali (es. Calcari e marne a Posidonia).

A causa della loro abbondanza a livello locale, i fossili possono rivestire carattere litologico distintivo. In quanto resti di organismi, essi sono indicatori di antichi ambienti e sono essenziali nell'interpretazione paleoecologica, paleobiologica, paleoclimatica e paleoceanografica. Infine, poiché gli organismi sono l'espressione di una evoluzione non ripetitiva, i fossili da essi derivati sono particolarmente efficaci nelle correlazioni, nelle datazioni relative dei livelli che li contengono (biocronologia) e nell'individuazione di continuità o discontinuità di deposizione nelle successioni sedimentarie.

¹Tratto da: COMMISSIONE ITALIANA DI STRATIGRAFIA DELLA SOCIETÀ GEOLOGICA ITALIANA (2003) - Guida Italiana alla Classificazione e alla Terminologia Stratigrafica, Quaderni serie III, vol. 9. Servizio Geologico d'Italia, Roma, 156 pp.

9.2 Classificazione biostratigrafica

La classificazione biostratigrafica è finalizzata a suddividere ed organizzare una sezione stratigrafica in unità biostratigrafiche, definite sulla base del loro contenuto fossilifero. Le possibilità di classificazione sono diverse. Comune denominatore deve essere l'utilità e la riconoscibilità. Le unità biostratigrafiche devono essere ritenute presenti solo quando siano effettivamente esistenti gli elementi paleontologici che le identificano. La pura somiglianza di litologia, l'equivalenza di età o di ambiente deposizionale non giustificano l'inclusione di una successione di strati in una data unità biostratigrafica.

Le unità biostratigrafiche sono delle unità descrittive. L'estensione temporale e geografica di un'unità biostratigrafica è dipendente dai fossili che la determinano o caratterizzano; pertanto sono possibili nel tempo variazioni dello spessore e dell'estensione laterale delle unità biostratigrafiche, soprattutto in funzione dell'evoluzione delle conoscenze tassonomiche e delle distribuzioni dei fossili.

Le tecniche biostratigrafiche e biostratigrafiche devono essere applicate a sezioni stratigrafiche e non a singoli campioni. La metodologia di lavoro parte dalla misurazione e descrizione di sezioni stratigrafiche di dettaglio, per poi passare ad una fase di campionamento, di studio paleontologico, la cui finalità è la costruzione di una tabella di distribuzione dei fossili e la distinzione di biozone. La fase del campionamento risulta particolarmente importante e va eseguita strato-per-strato. La classificazione biostratigrafica porta, infatti, al riconoscimento delle biozone ed alla conseguente possibilità di stabilire correlazioni e di costruire scale biostratigrafiche. Il dettaglio del campionamento determina la precisione e l'affidabilità delle scale biostratigrafiche stesse.

9.3 Zone biostratigrafiche

Uno stesso intervallo roccioso può essere suddiviso in zone biostratigrafiche differenti a seconda del tipo di biozona utilizzato. I diversi tipi di biozone non hanno significato gerarchico e l'applicazione di un tipo non compromette l'utilizzo degli altri nello stesso contesto stratigrafico. Sono illustrati i seguenti tipi di biozone (Fig. 9.1): biozona di distribuzione, biozona di intervallo, biozona filetica, biozona di associazione. Altre biozone sono possibili (biozona di abbondanza, biozona filetica) e non sono illustrate in queste dispense.

Biozona di distribuzione

Successione di strati che rappresenta la distribuzione conosciuta per uno o più elementi scelti nell'ambito dell'associazione fossile presente in un certo intervallo stratigrafico. Il termine "distribuzione" va inteso sia in senso stratigrafico che geografico e può essere riferito ad un'unica categoria tassonomica (specie, genere, famiglia, ecc.), ad un gruppo di taxa o ad una qualunque caratteristica paleontologica. I limiti di una biozona di distribuzione devono sempre essere definiti esplicitamente. Si può distinguere:

- a) *Biozona di distribuzione totale.* Successione di strati che rappresenta la distribuzione conosciuta (stratigrafica e geografica) di un taxon (specie, genere, famiglia, ecc.). È costituita dalla somma delle distribuzioni documentate in tutte le sezioni nelle quali il taxon è stato riconosciuto. I limiti, sia in senso verticale che orizzontale, sono definiti dalla comparsa e scomparsa del taxon, rendendo quindi distinguibile la biozona dagli strati adiacenti. Sono quindi delle superfici (bio-orizzonti) che segnano i limiti esterni di presenza di un taxon in ogni singola sezione dove il taxon sia stato

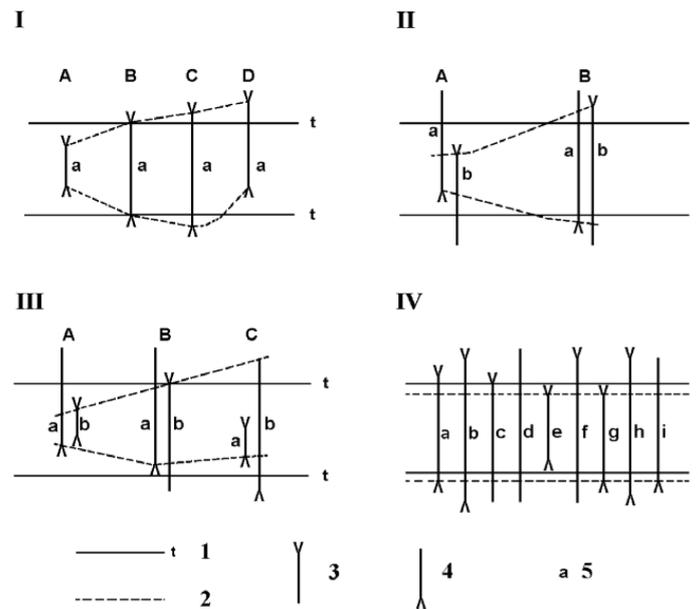


Figura 9.1 Diversi tipi di biozone. I. Biozona di distribuzione totale del fossile indice a nelle sezioni stratigrafiche A-D. II. Biozona di distribuzione concomitante degli indici a e b nelle due sezioni stratigrafiche A e B. III. Biozona di intervallo, compresa tra la prima comparsa dell'indice a e la scomparsa dell'indice b nelle sezioni A-C. IV. Biozona di associazione. In un complesso di indici a distribuzione assai diversificati, alcune specie hanno distribuzione locale. Per tutti gli schemi: 1 = linea tempo; 2 = limite della biozona; 3 = ultima presenza documentata nella sezione; 4 = prima comparsa documentata nella sezione; 5 = specie indice.

rinvenuto (I in Fig. 9.1). Il nome della biozona è definito dal nome del taxon di cui la biozona rappresenta la distribuzione. Esempio: la Biozona a *Dicarinella asymmetrica* del Santoniano (Cretacico superiore) è rappresentata dalla distribuzione totale del fossile-indice (foraminifero).

- b) *Biozona di distribuzione concomitante*. Successione di strati che comprende la parte concomitante, coincidente o sovrapponibile delle distribuzioni conosciute di due taxa scelti tra quelli che costituiscono la documentazione paleontologica presente in un certo intervallo stratigrafico. I suoi limiti sono definiti dall'inizio e termine della presenza concomitante dei due fossili-indici (II in Fig. 9.1). Le biozone di distribuzione concomitante prendono il nome dai due taxa che caratterizzano la biozona per via della sovrapposizione delle loro distribuzioni. Nello Zancleano (Pliocene inferiore) la Biozona MPI 3 è definita dalla presenza concomitante di *Globorotalia margaritae* (foraminifero) e di *G. puncticulata* (Biozona di distribuzione concomitante a *G. margaritae*-*G. puncticulata*).
- c) *Biozona di intervallo*. Successione di strati fossiliferi compreso tra due bio-orizzonti. Ne consegue che un intervallo sterile tra due bio-orizzonti non costituisce una biozona d'intervallo e che una biozona d'intervallo non è definita dal suo contenuto specifico, ma solo dai suoi limiti. Tipiche biozone d'intervallo sono i pacchi di strati compresi tra un evento di comparsa ed uno di estinzione. Biozone di intervallo possono essere definite anche in corrispondenza della distribuzione parziale di un taxon o della distribuzione concomitante di due taxa, qualora la distribuzione dei fossili-indici non sia continua (III in Fig. 9.1).
- d) *Biozona di associazione*. Successione di strati caratterizzata da un'associazione tipica di tre o più fossili, i quali, considerati congiuntamente, permettono di distinguerla

dagli strati adiacenti. I limiti sono definiti in corrispondenza di bio-orizzonti, che rappresentano i limiti di presenza dell'associazione caratteristica dell'unità. È quindi necessario definire esplicitamente l'associazione sulla base della quale è definita la biozona. Solitamente prende il nome da uno o preferibilmente non più di due componenti dell'associazione.

9.4 Biocronologia dei depositi continentali

La suddivisione stratigrafica dei depositi continentali presenta molti problemi che dipendono dalle caratteristiche stesse di tali sedimenti, quali i cambiamenti bruschi di ambienti deposizionali, la forma e le dimensioni dei bacini, la discontinuità geometrica laterale e verticale dei corpi sedimentari, la discontinuità della documentazione fossilifera e la frequenza di unità sterili.

Le peculiarità dei depositi continentali rendono problematica l'applicazione delle norme stratigrafiche basilari, introdotte dai codici stratigrafici internazionali prevalentemente in riferimento a successioni marine che rispettano più frequentemente i principi di sovrapposizione e continuità; ciò si riflette nella difficoltà di produrre suddivisioni temporali e correlazioni e nell'assenza di una scala standard dei tempi geologici specifica per i depositi continentali.

Anche l'applicazione dei principi di biostratigrafia è problematica; i fossili e le tracce fossili, infatti, si ritrovano nelle successioni continentali quasi sempre distribuiti in maniera puntiforme, conservati solo parzialmente, e raramente sono presenti più livelli fossiliferi sovrapposti nella stessa sezione stratigrafica. I vertebrati terrestri inoltre sono molto più provinciali degli organismi marini. Nonostante la difficoltà teorica e pratica di riconoscere nei depositi continentali stratotipi di limiti, definire piani ed istituire biozone, negli ultimi decenni sono stati fatti numerosi tentativi di zonazione biostratigrafica dei sedimenti continentali, soprattutto utilizzando biozone di associazione (ad esempio le biozonazioni a rettili).

I paleontologi dei vertebrati hanno spesso adottato un metodo cronologico relativo che non si basa sul principio di sovrapposizione e le cui unità non necessitano di limiti riconoscibili nei corpi rocciosi. Il criterio utilizzato per definirne la successione temporale è infatti basato sul riconoscimento di una sequenza evolutiva o su eventi di dispersione dei taxa.

10

Datazioni e tecniche di correlazione

I metodi di datazione assoluta permettono di attribuire una determinata età alle rocce e a fossili e quindi all'evento che li ha originati.

10.1 Metodi radiometrici

Il metodo più preciso per datazioni assolute che vanno da qualche millennio fin oltre i 4 miliardi di anni è quello della datazione radiometrica, che si basa sul decadimento degli isotopi radioattivi, cioè sul raffronto tra le abbondanze osservate di un opportuno isotopo radioattivo e dei suoi prodotti di decadimento (noto il tempo di dimezzamento).

Un isotopo radioattivo è un elemento che presenta un nucleo instabile, perciò tende a decadere, cioè a trasformarsi in un altro elemento più stabile, con un ritmo ben preciso, non alterabile da fattori chimici o fisici; per questo motivo il metodo di misurazione è estremamente attendibile. Si definisce tempo di dimezzamento il tempo che una determinata quantità di un isotopo impiega a ridursi a metà. Confrontando la quantità di isotopo radioattivo (*parent*) presente in un campione di roccia, rispetto al prodotto del suo decadimento (*daughter*) e conoscendo il tempo di dimezzamento (*radioactive half-life*) si può risalire all'età del campione stesso. Il tempo di dimezzamento è tipico di ogni tipo di isotopo come vediamo in Fig. 10.1. Questo metodo di datazione è utilizzato soprattutto in rocce magmatiche e metamorfiche, in cui siamo sicuri che "l'orologio" radiometrico parte quando si forma il minerale.

Per calcolare l'età di una roccia si utilizza la seguente relazione:

$$N = N_0 e^{-lt} \quad (10.1)$$

dove N_0 è il numero di atomi iniziali (*parent*), N è il numero di atomi prodotti dal decadimento (*daughter*) dopo un periodo t , l è la costante di decadimento, e vale 2,718 (base dei logaritmi naturali \ln). Questa equazione può essere scritta anche:

$$t = \frac{1}{l} \cdot \ln(N_0/N + 1) \quad (10.2)$$

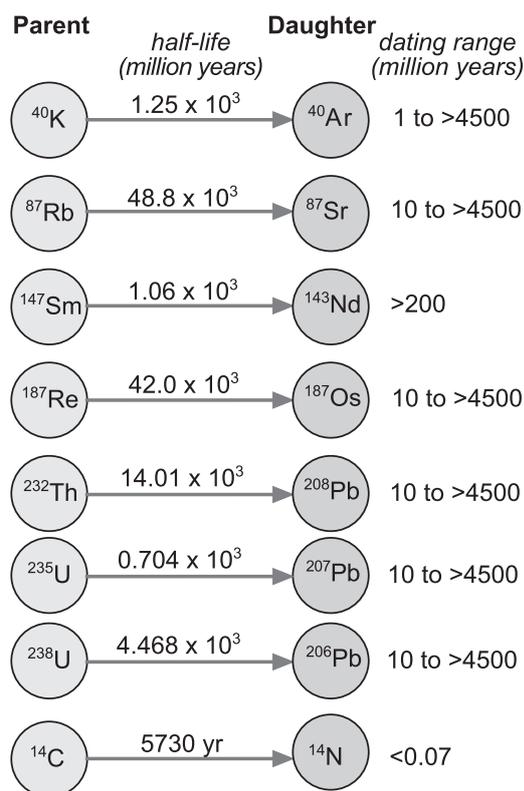


Figura 10.1 Principali serie di decadimento usate per la datazione radiometrica di rocce. K-Ar, Rb-Sr e U-Pb sono i più usati, ^{14}C è principalmente usato per depositi recenti e materiale archeologico.

10.2 Magnetostratigrafia

Tratto da: COMMISSIONE ITALIANA DI STRATIGRAFIA DELLA SOCIETÀ GEOLOGICA ITALIANA (2003) - Guida Italiana alla Classificazione e alla Terminologia Stratigrafica, Quaderni serie III, vol. 9. Servizio Geologico d'Italia, Roma, 156 pp.

Il paleomagnetismo si occupa dello studio dell'intensità, direzione e verso del vettore "magnetizzazione residua" (NRM: Natural Remanent Magnetization), registrato nelle rocce all'atto della loro formazione, e delle tipologie, caratteristiche e quantità dei minerali magnetici responsabili della NRM delle rocce. Come è noto, il campo geomagnetico terrestre agisce su tutto ciò che si trova al suo interno, quindi anche sulle rocce. Alcuni minerali che si possono trovare nelle rocce, sono detti ferromagnetici tra cui il più comune è la magnetite. I minerali ferromagnetici durante la formazione della roccia si orientano lungo le linee di forza del campo magnetico presente in quel momento (come tante bussole). Quindi questi minerali registrano la direzione e l'intensità del campo magnetico del luogo in cui la roccia si è formata e in quel preciso momento.

La magnetostratigrafia ha avuto un grandissimo sviluppo negli ultimi 30 anni, anche se i primi studi sulle proprietà magnetiche delle rocce risalgono agli albori del novecento. Brunhes (1906) notò per primo che alcuni campioni di rocce vulcaniche presentavano una direzione di magnetizzazione antiparallela rispetto al campo geomagnetico attuale. Successivamente, Matuyama (1929) studiò l'inversione della direzione del vettore paleomagnetico in una successione di rocce magmatiche quaternarie provenienti dal Giappone e dalla Manciuria, osservando che vi erano rocce più recenti a polarità normale e rocce più antiche a polarità inversa. Furono proposte due ipotesi sull'origine delle inversioni della NRM.

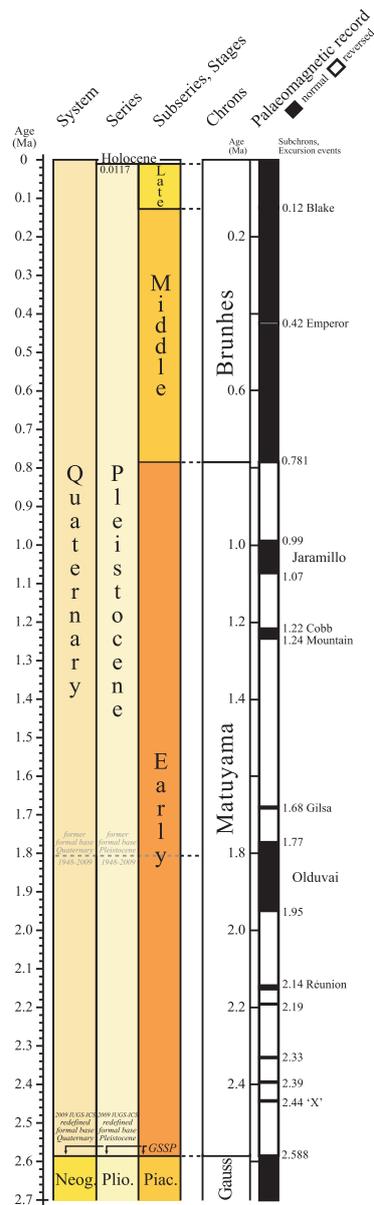


Figura 10.2 Scala dei tempi con stratigrafia magnetica per il Quaternario.

La prima prevedeva che il campo magnetico terrestre, assimilabile a quello di un dipolo assiale centrato ed inclinato di 11.5° rispetto all'asse di rotazione terrestre, si invertisse nel corso del tempo geologico in modo tale che il polo sud magnetico prendesse il posto del polo nord, e viceversa (field-reversal hypothesis). La seconda ipotesi prevedeva invece che alcuni tipi di rocce vulcaniche potessero acquisire una magnetizzazione antiparallela rispetto al campo inducente, a causa di particolari processi di cristallizzazione dei minerali magnetici durante il raffreddamento della roccia (self-reversal hypothesis).

Le problematiche concernenti l'origine delle inversioni furono risolte negli anni sessanta. Cox (1969) e Cox *et alii* (1963, 1964) hanno infatti dimostrato che tutte le rocce vulcaniche provenienti da diverse parti del mondo e raffreddatesi nello stesso periodo mostrano la stessa direzione di magnetizzazione normale o inversa e che esiste una sequenza ordinata di inversioni di polarità magnetica nel tempo geologico. A partire da allora, la teoria

dell'inversione del campo magnetico è stata riconosciuta come la più attendibile.

La NRM è di grande utilità nella classificazione stratigrafica; essa indica: (i) lo stato di polarità magnetica nella roccia, normale o inversa, (ii) l'inversione di polarità magnetica nella roccia, da normale a inversa e viceversa, (iii) la posizione nello spazio del polo paleomagnetico corrispondente, che può mostrare una migrazione apparente dovuta al movimento della placca alla quale il polo si riferisce, (iv) le variazioni di intensità della componente dipolare del campo magnetico terrestre, e (v) le variazioni delle caratteristiche delle componenti non dipolari del campo magnetico terrestre.

Quando una qualsiasi di tali proprietà varia all'interno dei corpi rocciosi, può costituire la base per la distinzione di unità stratigrafiche note complessivamente con il nome di *unità magnetostratigrafiche*. La proprietà magnetica più utile in stratigrafia è indubbiamente il cambiamento di verso del vettore della magnetizzazione residua naturale delle rocce, causato dalle inversioni di polarità del campo magnetico terrestre, avvenute frequentemente nel corso della storia geologica della Terra. Se si può stabilire con sufficiente approssimazione che la NRM di un corpo roccioso è stata acquisita al momento della sua formazione, e non costituisce una rimagnetizzazione successiva, allora i cambiamenti di verso del vettore della NRM registrati in una successione rocciosa possono essere utilizzati per suddividerla in unità caratterizzate dalla loro polarità magnetica: tali unità vengono denominate unità di polarità magnetostratigrafica.

Le unità di polarità magnetostratigrafica possono essere normali o inverse. Per convenzione, nell'emisfero settentrionale la direzione di magnetizzazione positiva è quella inclinata verso il basso e che punta verso il Polo Nord magnetico attuale; un corpo roccioso con magnetizzazione positiva è detto a polarità normale. Al contrario, se nell'emisfero settentrionale la magnetizzazione è inclinata verso l'alto e diretta verso il Polo Sud magnetico attuale, il corpo roccioso ha polarità inversa. La successione delle inversioni di polarità delle unità di polarità magnetostratigrafica è stato ricostruito attraverso: 1) lo studio di successioni in affioramento o in pozzo (carote), determinando l'orientazione della magnetizzazione residua naturale in rocce sedimentarie e/o vulcaniche datate con metodi biostratigrafici e/o isotopici; 2) lo studio di profili magnetometrici eseguiti durante le crociere oceanografiche ed i rilievi aeromagnetici della seconda guerra mondiale. È stato riconosciuto che le anomalie magnetiche dei fondali oceanici costituiscono bande alternativamente a polarità normale e inversa, disposte parallelamente all'asse delle dorsali medio-oceaniche. Tali anomalie riflettono le successive inversioni del campo magnetico terrestre, registrate dalle lave effuse dalla dorsale oceanica durante il processo di espansione dei fondi oceanici.

11

Bacini sedimentari

I bacini sedimentari sono aree dove i sedimenti si accumulano formando successioni di rocce che possono arrivare a migliaia di metri di spessore. La formazione di questi bacini è controllata dal movimento delle placche e sono quindi classificati relativamente alla loro posizione rispetto ai principali lineamenti e processi delle placche.

11.1 Fattori che controllano l'accumulo di sedimenti

Abbiamo visto nei vari ambienti sedimentari quali sono i processi che producono dei sedimenti. Attualmente fiumi producono sedimenti lungo il loro corso, correnti di marea producono barre sabbiose in corrispondenza di un estuario, ecc. ma non è detto assolutamente che questi sedimenti si trasformino poi in rocce, è probabile che eventi di piena eliminino sedimenti lungo il corso di un fiume, è probabile che il moto ondoso elimini i depositi sabbiosi alla foce di un fiume. Per far sì che questi depositi si preservino e si formino delle rocce è necessario che avvenga una variazione dell'ambiente sedimentario: a scala locale può essere rappresentato dalla variazione del corso di un fiume o dalla variazione della linea di costa, a scala maggiore è la variazione verticale della crosta terrestre, cioè la *subsidenza tettonica*, che permette ai sedimenti di essere preservati come strati e rocce.

La subsidenza tettonica è importante in quanto forma delle aree "abbassate" in cui si possono accumulare sedimenti per lunghi periodi di tempo (milioni di anni) e quindi dove possono formarsi rocce sedimentarie. Come *bacino sedimentario* si intende un'area in cui si accumulano sedimenti e possono avere dimensioni da qualche km a interi continenti.

Il clima, l'evoluzione tettonica, la natura delle rocce sottostanti e il livello dell'acqua sono tutti fattori che controllano l'accumulo di sedimenti in un bacino. Il clima è un fattore importante in quanto i processi di alterazione sono influenzati dalla temperatura e i processi trasporto necessitano di acqua che è maggiormente disponibile in climi tropicali e umidi rispetto a climi aridi o freddi. La natura delle rocce in un bacino ne influenza fortemente lo sviluppo: per esempio un delta non potrà produrre sedimenti sabbiosi se non ci sono sabbie che possono essere trasportate dal fiume, in una spiaggia non si possono formare depositi grossolani arrotondati se nell'area non ci sono ciottoli che possono essere trasportati.

- L'azione di tutti questi fattori che controllano l'accumulo di sedimenti può fare sì che:
- a) la velocità con cui si producono sedimenti è maggiore della velocità di subduzione;
 - b) la velocità con cui si producono sedimenti è minore della velocità di subduzione.

Nel primo caso il bacino verrà colmato, con la deposizione progressiva di facies marine poco profonde e poi continentali. Nel secondo caso si avrà un approfondimento progressivo del bacino con deposizione di facies di mare profondo.

Relativamente ai principali ambienti geodinamici individuati dal movimento delle placche i bacini sedimentari si possono classificare in tre grandi gruppi:

- a) bacini associati ad estensione litosferica, all'interno di una placca o al limite tra due placche;
- b) bacini che si sviluppano in margini convergenti;
- c) bacini associati a margini trascorrenti tra due placche.

11.2 Bacini legati ad estensione

In aree in cui si ha separazione e allontanamento di placche si ha assottigliamento litosferico e si possono avere vari tipi di bacini.

Bacini di rift

In aree continentali in cui si ha estensione crostale si possono formare dei *rift*, cioè valli bordate da faglie dirette; le valli sono allungate parallelamente alla direzione delle faglie. Le parti abbassate delle faglie sono detti *graben*, mentre i fianchi sollevati sono detti *horst*. Se le faglie non hanno un andamento planare ma listrico, si possono formare dei *semi-graben*. Se l'estensione è elevata questi bacini sono sede di attività vulcanica.

La sedimentazione all'interno dei bacini è controllata da cause tettoniche (es. entità del sollevamento dei fianchi sollevati) che determina la quantità di materiale disponibile all'erosione, e climatiche, che influenzano l'alterazione, disponibilità di acqua per il trasporto verso l'interno del bacino.

Bacini intracratonici

I bacini intracratonici sono vaste aree subsidenti (si abbassano) all'interno di placche continentali (cratoni), lontane da margini di placca. Si tratta di bacini che si formano in arre con crosta continentale molto vecchia e con morfologia generalmente pianeggiante. La velocità di subsidenza è molto bassa e le cause di questa subsidenza possono essere varie. Spesso sono legate a episodi di rifting molto vecchi, ora cessati, che producono un raffreddamento della crosta con conseguente contrazione, aumento di peso e abbassamento della crosta (subsidenza termica). Subsidenza termica può originarsi anche per variazioni di temperatura del mantello per presenza di porzioni di crosta continentale subdotta, ecc. Talvolta possono formarsi per blandi piegamenti (grande lunghezza d'onda) della crosta a grande scala.

Generalmente si sviluppa una sedimentazione fluviale e lacustre, marina se in comunicazione con aree oceaniche. Bacini intracratonici interamente in aree continentali sono molto sensibili alle variazioni climatiche e un aumento di temperatura può portare ad evaporazione e ridurre sensibilmente il livello delle acque.

Margini continentali passivi

Le regioni di transizione tra la crosta continentale e la crosta oceanica sono i *margini continentali passivi*. Il termine "passivo" è usato in opposizione al termine "attivo" che indica

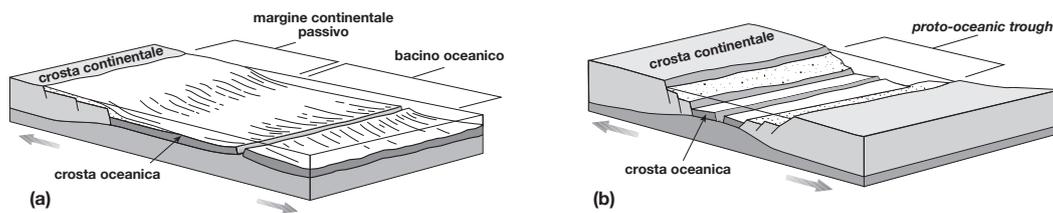


Figura 11.1 (a) Margine continentale passivo. (b) Schema di un bacino proto-oceanico.

i margini di placca dove la subduzione è attiva. In queste regioni la crosta continentale è di solito assottigliata prima della crosta oceanica dei bacini oceanici (Fig. 11.1a).

L'evoluzione da un rift porta dapprima alla formazione di un bacino "proto-oceanico" (Fig. 11.1b), caratterizzato dalla completa lacerazione di crosta continentale e formazione di nuova crosta oceanica.

Successivamente se l'estensione continua si forma un margine passivo vero e proprio, l'accumulo di sedimenti è possibile in quanto una subsidenza generale è possibile a causa del graduale raffreddamento della litosfera. Morfologicamente il margine continentale è rappresentato dalla piattaforma e dalla scarpata (Fig. 12.1) e i sedimenti sono forniti dalle aree continentali adiacenti. Il clima, la topografia e il reticolo fluviale sul continente determina la natura e il volume del materiale che viene sedimentato. Grandi sistemi fluviali portano alla formazione di importanti prismi di sedimenti sui margini continentali, se la sedimentazione terrigena è scarsa si può avere deposizione carbonatica organica, in regioni climatiche adatte.

I margini continentali sono importanti aree di accumulo di sedimenti clastici e carbonatici, essi possono estendersi per centinaia di miglia di km² e spessori molte migliaia di metri. Sono anche aree molto sensibili alle variazioni del livello marino in quanto la deposizione avviene in acque con profondità fino a 100 m, variazioni del livello marino di 10 m portano quindi a variazioni di facies importanti.

Bacini oceanici

La crosta oceanica che si forma in corrispondenza delle dorsali medio oceaniche è calda e tende al galleggiamento; man mano che l'estensione procede nuovo magma si forma nelle dorsali e la vecchia crosta raffredda e tende ad affondare. Mentre le dorsali si trovano a circa 2.500 m di profondità, i bacini oceanici (Fig. 11.1b, Fig. 12.1) sono a profondità tra i 4.000 e i 5.000 m, dove la crosta basaltica è più vecchia e fredda.

I bacini oceanici sono spesso interrotti da isole vulcaniche, hot spot, faglie trasformi, ecc., in queste aree la sedimentazione può essere carbonatica e formarsi dei reef. A parte queste eccezioni la sedimentazione in bacini oceanici è essenzialmente di mare profondo, con materiale detritico carbonatico e argilloso. Nelle zone ai margini dei bacini oceanici si può avere deposizione di materiale terrigeno clastico sotto forma di torbiditi.

Lo studio delle successioni sedimentarie che si sono sviluppate in bacini oceanici si possono studiare oggi in aree ove porzioni di crosta oceanica sono state traslate (*obdotte*) al di sopra di aree continentali durante collisione tra placche (Liguria, Alpi, Grecia, Oman, ecc.). Queste successioni di crosta oceanica sono note con il nome di *ofioliti*.

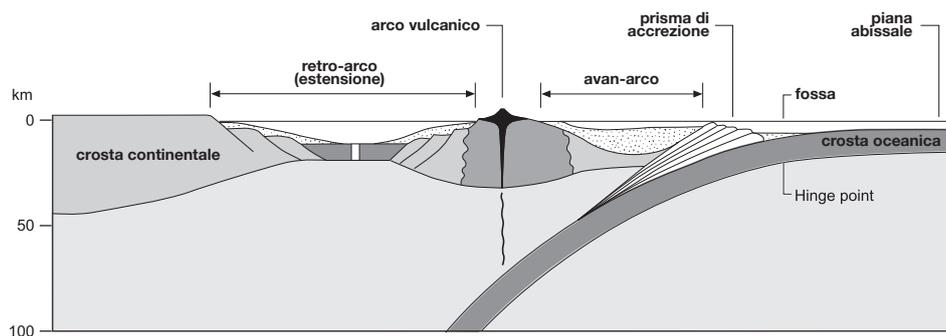


Figura 11.2 Schema di un sistema arco-fossa (*arc-trench*), in cui la crosta subdotta origina un arco vulcanico. I sedimenti si possono accumulare nella fossa, nella zona di avan-arco tra l'arco vulcanico e la fossa, e nella regione dietro l'arco vulcanico detta *retroarco*, se c'è subsidenza a causa di estensione.

11.3 Bacini legati a subduzione

In corrispondenza di margini continentali in convergenza in cui è coinvolta una placca oceanica si ha generalmente subduzione di litosfera oceanica, dove la placca oceanica si flette per entrare nella zona di subduzione si forma una *fossa oceanica* (ingl. *trench*) (Fig. 11.2). A seconda dell'entità del movimento delle placche si può avere compressione nella zona tra l'arco vulcanico e la placca oceanica (avan-arco) ed estensione nella zona tra l'arco vulcanico e la crosta continentale (retro-arco).

Le fosse oceaniche hanno forma allungata con estensione di migliaia di km, sono molto strette (circa 5 km) e possono raggiungere profondità di oltre 10.000 metri sotto il livello del mare. Sono di solito presenti sedimenti di origine continentale, di solito trasportati da correnti di torbida che possono muoversi per migliaia di km anche parallelamente all'asse della fossa.

I sedimenti che si sono depositi sulla crosta oceanica non necessariamente vengono subdotti se la placca oceanica viene subdotta. Questi sedimenti possono venire "scollati" e invece di essere subdotti si possono accumulare al fronte della placca sovrastante, queste aree sono dette *prismi di accrezione* (o *complessi di accrezione*). In queste aree i sedimenti sono in genere molto deformati o scompaginati e possono raggiungere spessori di alcune migliaia di metri (es. Alpi, California, ecc.).

I bacini di avan-arco (*forearc basin*) sono compresi tra l'arco vulcanico e il prisma di accrezione e la loro estensione è legata alla velocità di movimento delle placche e dall'angolo con cui subduce la placca oceanica. I bacini possono essere impostati su crosta continentale e/o su crosta oceanica, e la sorgente maggiore di sedimenti è l'area dell'arco vulcanico; lo spessore dei sedimenti che si possono accumulare è però fortemente legato all'altezza del prisma di accrezione. Si ritrovano generalmente depositi di mare profondo che passano verso l'alto ad ambienti di mare più basso, deltaico ed infine fluviale.

Bacini estensionali di retroarco si formano quando l'angolo di subduzione della placca che subduce è alto e la velocità di subduzione è maggiore della velocità di convergenza delle placche. In questi bacini si ha estensione con formazione di nuova crosta oceanica. La maggiore fonte di sedimenti è l'arco vulcanico attivo, con subordinati sedimenti dalla crosta continentale. I bacini sono riempiti solitamente da sedimenti di mare profondo, con depositi vulcanoclastici e pelagici.

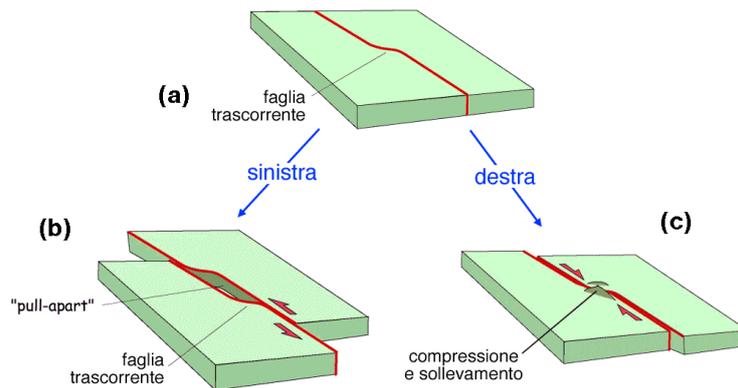


Figura 11.3 Formazione di bacini estensionali di *pull apart* e zone in compressione lungo una faglia trascorrente.

11.4 Bacini legati a tettonica trascorrente

Le faglie trascorrenti sono faglie con giacitura verticale e uno spostamento relativo dei due blocchi orizzontale. In natura le faglie trascorrenti possono avere dimensioni estremamente variabili, da qualche cm a migliaia di km.

Se la superficie di faglia è perfettamente rettilinea si ha il solo movimento relativo dei due blocchi, senza alcuna altra evidenza di deformazione, se invece alcuni tratti della superficie di faglia hanno un andamento non rettilineo in queste zone si possono avere pieghe e faglie. La Fig. 11.3a mostra una faglia trascorrente con un tratto non rettilineo. Se la faglia si muove con movimento sinistrale (Fig. 11.3b) si ha allontanamento dei due blocchi nella zona dove la faglia cambia di direzione, in natura in questi casi si ha la formazione di bacini bordati da faglie normali riempiti di sedimenti. Se la faglia si muove con movimento destro (Fig. 11.3c) i due blocchi si avvicinano e si ha compressione dove la faglia cambia direzione, formando sovrascorrimenti e pieghe.

I bacini legati a tettonica trascorrente hanno di solito estensione limitata (100-1000 km²), ma spesso lo spessore dei sedimenti può essere notevole, se paragonato a bacini di estensione analoga formati con altri meccanismi. La subsidenza è rapida molte migliaia di metri di sedimenti si possono depositare in pochi milioni di anni.

Tipicamente ai bordi del bacino ci sono facies grossolane (conoidi alluvionali e delta) che passano rapidamente a depositi lacustri continentali o marini. Le facies possono variare rapidamente anche su brevissime distanze.

12

Ambienti sedimentari

(Questo capitolo è tratto in gran parte dalle dispense di “Geologia B” del Prof. A. Costantini per l’A.A. 2014-2015)

12.1 Classificazione

Gli ambienti sedimentari (o ambienti deposizionali) che possono essere riconosciuti sono riportati in Tab. 12.1 e in Fig. 12.1. La superficie terrestre può essere divisa in tre grandi ambienti deposizionali primari: l’ambiente continentale, marino e di transizione. Essi possono a loro volta essere suddivisi, in base a caratteri fisiografici, climatologici ecc., in vari ambienti e sub-ambienti ciascuno dei quali è sede di complessi processi naturali, generalmente diversi da ambiente ad ambiente.

Nella descrizione degli ambienti verranno esaminati pertanto i processi di erosione, trasporto, sedimentazione e le caratteristiche dei depositi sedimentari. I processi di erosione, trasporto e sedimentazione differiscono da ambiente ad ambiente: conoscere le loro caratteristiche e le modalità con cui esplicano, la loro azione, può essere di grande importanza ai fini sedimentologici. I caratteri dei depositi sedimentari che verranno esaminati sono la forma e le dimensioni dei depositi stessi, le dimensioni e la forma dei clasti che

Tabella 12.1 Classificazione degli ambienti sedimentari.

Ambiente deposizionale primario	Ambiente principale
Continentale	desertico/eolico
	Glaciale
	Fluviale
	Lacustre
Transizionale	Palustre
	Deltizio
	Costiero/litorale/tidale
Marino	Lagunare
	Subtidale
	Batiale
	Abissale
	Adale

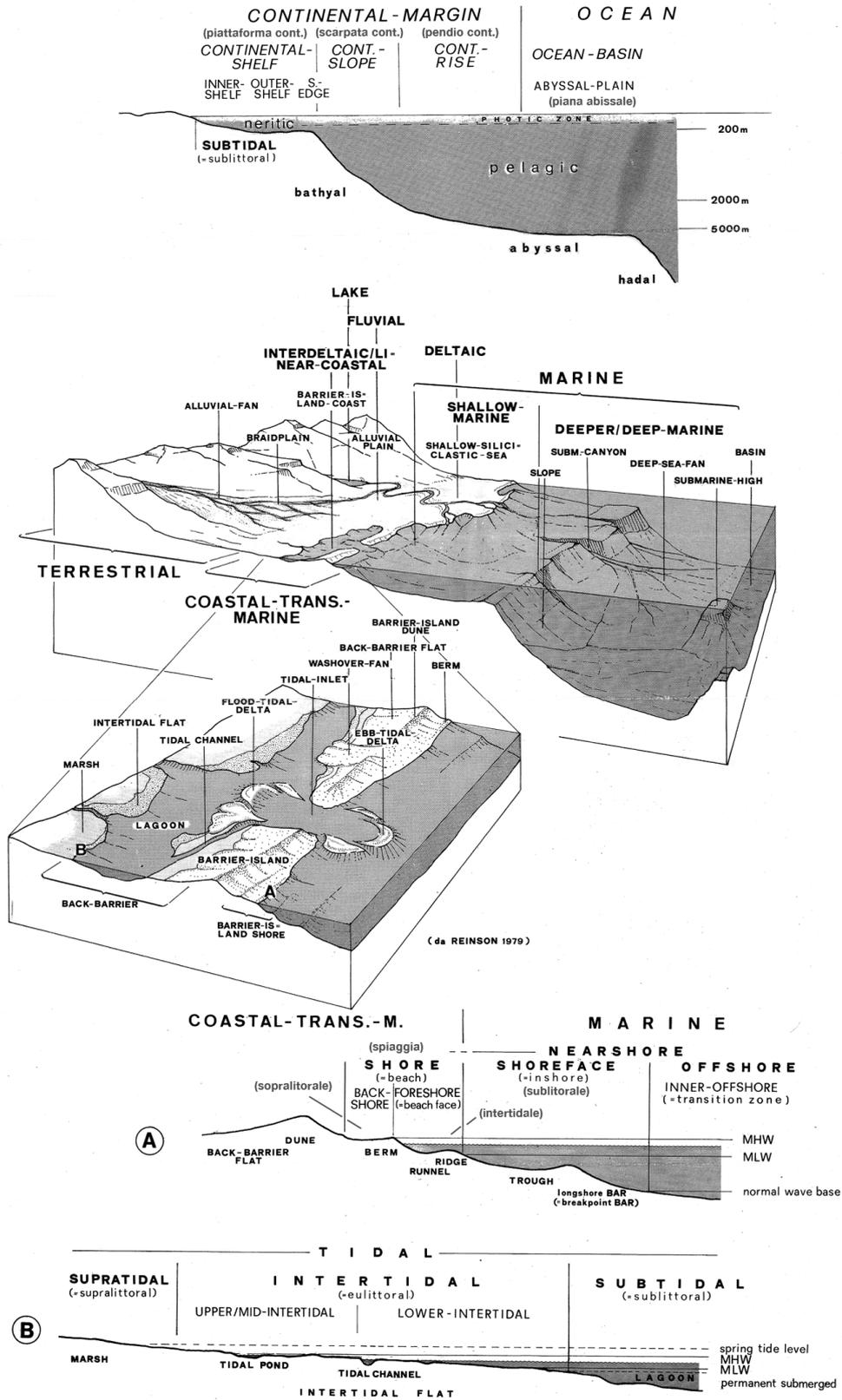


Figura 12.1 Schema di suddivisione degli ambienti sedimentari.

li compongono, la loro composizione mineralogica, le caratteristiche paleontologiche di interesse ambientale, la tessitura intesa come disposizione reciproca dei granuli.

Di particolare importanza nello studio degli ambienti è l'esame dell'energia totale che li caratterizza, intesa come sommatoria delle energie meccanica, termica, chimica e biologica. In genere esse sono sempre presenti, ma in rapporti estremamente variabili; in particolare alcune volte una di esse prevale nettamente sulle altre. Poiché è l'energia che condiziona i processi e le trasformazioni che avvengono in ciascun ambiente, il prevalere dell'una o dell'altra favorisce lo sviluppo di alcuni processi piuttosto che di altri.

12.2 Ambienti continentali

12.2.1 Ambiente desertico/eolico

L'ambiente eolico caratterizza le regioni in cui l'energia dominante è meccanica e fornita dal vento. L'ambiente eolico per eccellenza è quello desertico, ma vanno considerate come zone a sedimentazione eolica prevalente anche quelle in cui l'accumulo dei sedimenti e la loro evoluzione sono dovuti soprattutto all'azione dei venti; ciò si verifica ad esempio in alcune fasce costiere soggette all'azione di venti stagionali.

Il regime desertico è determinato dalla scarsità delle precipitazioni e prescinde dalla temperatura; per questo motivo i deserti sono presenti in regioni a clima caldo (deserto del Sahara in Africa settentrionale), in regioni a clima continentale (Deserto di Gobi in Asia Centrale) e in regioni a clima freddo (Deserto Islandese). Attualmente i deserti più estesi cadono in due fasce subtropicali; la loro estensione complessiva è valutata in circa 33 milioni di km².

Conseguenza della scarsità di piogge e fattore dominante nell'evoluzione delle regioni desertiche è la quasi totale mancanza di vegetazione che, come è noto, costituisce una naturale protezione dei suoli ed esplica un'azione moderatrice delle condizioni climatiche locali.

I deserti possono essere divisi da un punto di vista morfologico in vari tipi e con vari criteri; ai fini dell'esame dei depositi sedimentari noi possiamo considerare gli *hamada*, deserti con pochi o nulli sedimenti sciolti, i *serir*, coperti da ciottolami e gli *erg* o deserti sabbiosi. Gli *hamada* sono in genere zone pianeggianti in cui affiorano le rocce del substrato solo casualmente coperte da depositi di ciottolami. I *serir* sono coperti da ciottolami di varie dimensioni, ben evoluti e perfettamente lucidati a causa della azione abrasiva esercitata dalle sabbie rimosse e allontanate dal vento, ma operanti durante il trasporto. Gli *erg* infine sono caratterizzati dalla presenza di sabbie sciolte e mobili che possono costituire depositi informi e disordinati quando ci siano ostacoli che ne limitano la mobilità (ad esempio alcune zone dei deserti australiani), oppure dare luogo ai depositi più caratteristici dell'ambiente eolico: le dune.

L'azione erosiva nei deserti è dovuta all'escursione termica e al lavoro di smerigliatura effettuato dai granuli di sabbia sospinti dal vento. L'escursione termica diurna nelle regioni desertiche è sempre rilevante e agisce direttamente sulle rocce perché esse non sono protette né dai suoli, né dalla vegetazione. La forte insolazione diurna, cui segue il raffreddamento notturno (termoclastismo) provocano dilatazioni differenziali sui minerali con conseguente sbriciolamento delle rocce. L'altra erosione caratteristica dell'ambiente eolico è detta "corrasione" ed è dovuta all'azione di smerigliamento esercitata dai granuli sospinti con violenza contro le superfici rocciose. Poiché l'azione del vento è indipendente dalla forza di

gravità, la corrosione avviene non soltanto dall'alto verso il basso, ma anche orizzontalmente e dal basso verso l'alto; ne seguono forme erosive di dettaglio molto caratteristiche. Va ricordato infine che il vento, rimuovendo i sedimenti sciolti tiene costantemente denudate le superfici rocciose (deflazione) le quali, non protette dal manto detritico, sono più facilmente attaccate dagli agenti degradatori.

Il trasporto da parte del vento a parità di intensità è funzione delle dimensioni delle particelle interessate al movimento. Le particelle più piccole vengono trasportate in sospensione, quelle intermedie per saltazione e quelle più grossolane per rotolamento. Nell'ambiente eolico esiste inoltre un quarto tipo di trasporto meccanico detto reptazione dovuto ai granuli che cadendo ne spostano altri con i quali vengono a contatto. Gli urti cui sono soggetti i granuli nell'ambiente eolico durante il trasporto contribuiscono in maniera determinante alla loro evoluzione morfometrica e morfologica.

Poiché il trasporto è legato strettamente al peso dei granuli esso opera una notevole azione selezionatrice, portando più distanti i granuli più leggeri. Il continuo contatto fra granuli per sfregamento o per urto durante il trasporto, provoca una loro notevole usura, con riduzione dimensionale più veloce dei granuli meno resistenti. Si opera quindi una selezione mineralogica a favore del minerale più resistente fra quelli presenti nella sabbia. La forma dei granuli è molto evoluta, prevalentemente subsferica; la loro superficie è a volte liscia e lucente, a volte opaca e picchiettata. Le sabbie eoliche costituiscono i depositi più classati che si conoscano.

La sedimentazione dei granuli avviene a causa dei continui sbalzi di velocità del vento o per progressivo calo con l'aumentare della distanza. Nel caso dei granuli trasportati per saltazione o per rotolamento un qualsiasi ostacolo si frapponga sul loro cammino può provocarne l'arresto. I granuli più fini, portati a grandi altezze, possono ricadere anche a migliaia di chilometri dalla zona d'origine; non di rado in Italia arrivano le frazioni più fini delle sabbie sahariane.

I depositi sabbiosi di origine eolica sono di tre tipi: piani di sabbia, accumuli informi o "goze", campi di dune o "erg". I piani di sabbia si hanno quando i granuli si muovono con difficoltà a causa per esempio di un forte tasso di umidità. I goze invece si hanno quando la vegetazione favorisce la rapida e disordinata deposizione dei granuli che peraltro presentano notevole mobilità. I campi di dune sono i depositi eolici più caratteristici e si formano là dove l'abbondanza delle sabbie si unisce ad un loro continuo movimento. Le dune possono essere presenti, oltre che nei deserti, anche in altre zone sottoposte all'azione dominante del vento quali ad esempio alcune fasce costiere.

Un esempio molto bello si ha lungo le coste del Benadir (Somalia centrale) ove cordoni dunali formati da sabbie silicatiche rosse si affiancano a depositi di sabbie calcaree bianche, solo raramente accumulate a formare dune. Le sabbie rosse provengono dalla degradazione delle rocce plutoniche del basamento che affiorano nell'entroterra a non meno di 150 km di distanza, mentre le sabbie calcaree, alimentate a spese dei locali sedimenti carbonatici di piattaforma, sono ricche di umidità e quindi poco mobili.

Si conoscono dune di varia forma; fra le più caratteristiche ricordiamo quelle a mezzaluna o *barcane* e quelle a S o sif. Le dune sono caratterizzate da un profilo trasversale asimmetrico con un pendio più dolce dal lato in cui spira il vento che sospinge i granuli di sabbia su per il pendio e da un lato più ripido sottovento ove i granuli ricadono per gravità. Questa particolare disposizione è causa della laminazione incrociata all'interno della duna. Le sabbie eoliche, col procedere della loro evoluzione, tendono ad essere formate da un solo minerale, presentando grande uniformità granulometrica e sono formate da granuli molto

arrotondati.

12.2.2 Ambiente glaciale

L'ambiente glaciale comprende le zone della superficie terrestre coperte da ghiacciai e le aree ad esse circostanti, ove l'influenza indiretta del ghiacciaio è ancora molto sensibile. Caratteristica principale di questo ambiente è la bassa temperatura che ostacola le attività biologiche e molti processi chimici. L'energia nettamente prevalente resta pertanto quella meccanica, dovuta all'azione diretta del ghiacciaio (a causa della forza di gravità) sulle rocce sottostanti.

L'estensione dei ghiacciai sulla superficie terrestre varia al variare della temperatura media annua; bastano variazioni di pochi gradi per determinare fasi di ritiro o di avanzata delle coltri glaciali. Si spiegano così i periodi glaciali e interglaciali che hanno caratterizzato l'era quaternaria. Attualmente la Terra è interessata da un periodo post-glaciale in cui i ghiacciai sono notevolmente ridotti: essi subiscono in ogni caso periodiche, ma irregolari variazioni.

L'erosione glaciale è dovuta principalmente a due processi noti con i termini di estrazione ed esarazione. Il primo processo è dovuto alle alternanze di gelo e disgelo (crioclastismo) e alle variazioni di volume legate a quelle alternanze. L'acqua penetra nelle fessure della roccia allargando, quando ghiaccia, le spaccature per cui, a lungo andare, alcune parti rocciose restano senza sostegno e precipitano. Quest'azione si esplica soprattutto sulle pareti rocciose che delimitano il complesso glaciale.

Il processo di esarazione consiste invece nell'erosione meccanica vera e propria, da parte della massa glaciale e delle acque di fusione ad essa legate, sulle rocce sottostanti il ghiacciaio; è dovuta al movimento della massa glaciale ed è favorita dai materiali clastici trasportati sul fondo del ghiacciaio. Essi operano un'azione erosiva che si riconosce per le caratteristiche striature che si rinvencono nella valle glaciale e talora sugli stessi ciottoli.

Le forme morfologiche derivate dall'azione dei ghiacciai sono due: i circhi glaciali e le valli glaciali dalla caratteristica sezione trasversale a "U".

Il trasporto glaciale avviene ad opera del ghiacciaio oppure delle acque di fusione. Il ghiacciaio trasporta i clasti sulla sua superficie, all'interno della massa glaciale o sul fondo. Nei primi due casi i clasti si muovono solidalmente con la massa glaciale, rispetto alla quale sono quindi fermi. I singoli clasti non subiscono pertanto evoluzione morfologica di origine meccanica; eventuali riduzioni delle parti spigolose sono dovute a fenomeni di alterazione. Al contrario, i clasti presenti sul fondo del ghiacciaio subiscono una rapida evoluzione morfologica, trasformandosi, dopo brevi percorsi, in ciottoli.

Il potere di trasporto della massa glaciale è enorme, per cui le dimensioni dei clasti trasportati variano fra quelle dei massi di grandi dimensioni a quelle del silt e delle argille.

Il trasporto ad opera delle acque di fusione presenta caratteristiche analoghe a quelle di tutti i corsi d'acqua ed è pertanto condizionato dalla quantità delle acque e dalla morfologia dell'alveo nel quale esse scorrono; tuttavia è influenzato fortemente dalla variazione di temperatura fra stagione estiva e stagione invernale, che regola la quantità di acque disponibili.

La sedimentazione glaciale in senso stretto avviene nella zona di fusione del ghiacciaio. Essa è dunque sempre presente al limite della lingua glaciale (ove dà luogo alle morene frontali) e, dopo il ritiro del ghiacciaio, nel fondo delle valli glaciali. In entrambi i casi il deposito sedimentario è dovuto al mescolamento delle morene superficiali con quelle di fondo.

Le morene frontali hanno sempre forma di semicerchio, dimensioni variabili in funzione delle dimensioni della lingua glaciale che le alimenta, clasti di dimensioni eterogenee e di forma sia evoluta che a spigoli vivi, disposizione caotica. Le morene sul fondo valle hanno forma allungata parallelamente alla valle e dimensioni che dipendono soprattutto da quelle della lingua glaciale che li ha abbandonati. La dimensione e la forma dei singoli clasti che le compongono sono molto variabili; in particolare i clasti provenienti dalle morene superficiali sono in prevalenza poco evoluti, mentre quelli della morena di fondo sono arrotondati e possono presentare striature. Le morene nel loro complesso sono fra i depositi meno classati che si conoscono.

I depositi morenici antichi vengono anche denominati *tilliti*.

I sedimenti periglaciali sono quelli che, originati dall'erosione glaciale e ripresi da altri mezzi di trasporto (es. vento) vengono poi deposti in regioni limitrofe a quella strettamente glaciale, conservando però caratteri facilmente distinguibili. Sedimenti periglaciali sono le *varve* e il *loess*.

Le varve, depositi caratteristici dei laghi periglaciali, sono costituite da alternanze regolari di livelli sabbiosi o siltosi chiari e di livelli argillosi scuri. Ogni coppia di livelli rappresenta il deposito di un anno: il livello sabbioso è relativo al periodo estivo, quando a causa dell'aumento delle acque di fusione vi è maggiore energia di trasporto. Il livello argilloso è di sedimentazione invernale, poiché in questo periodo la capacità di trasporto diminuisce col diminuire delle acque di fusione fino a cessare del tutto se le acque del lago ghiacciano. Le varve, per queste modalità di sedimentazione, costituiscono un ottimo mezzo di datazione assoluta; in Europa settentrionale le varve, contate e correlate, hanno permesso datazioni fin oltre i 15.000 anni.

I loess sono materiali glaciali fini, ripresi e risedimentati dal vento. Essi si differenziano dai depositi eolici in senso stretto per una minore dimensione dei granuli e per il colore giallastro.

Nella trattazione dei sedimenti glaciali vanno ricordati anche i materiali morenici che abbandonati dagli iceberg in ambiente marino lontani dalle zone glaciali, formano depositi glacio-marini. Durante le glaciazioni questo fatto costituiva un importante episodio sedimentario che ha dato luogo ad estesi depositi soprattutto nei mari antartici.

12.2.3 Ambiente fluviale

È attualmente il più esteso degli ambienti continentali; i sedimenti fluviali sono inoltre ben rappresentati anche nelle varie epoche geologiche, per cui si può pensare che esso fosse molto esteso anche in passato. Caratteristica principale di questo ambiente è la grande quantità di acqua dotata di notevole energia cinetica; essa determina tra l'altro, la presenza di una vita rigogliosa e di non trascurabili reazioni chimiche. Le energie disponibili nell'ambiente fluviale sono pertanto quella meccanica, quella chimica e quella biochimica. Le acque che scorrono in un bacino fluviale provengono da quelle di scorrimento superficiale (raccolte dal bacino idrografico) e da quelle sotterranee (raccolte dal bacino idrogeologico). I due bacini nella stragrande maggioranza dei casi non coincidono; mentre il bacino idrografico è quasi sempre facilmente delineabile, il bacino idrogeologico può essere di difficile individuazione rendendo altrettanto difficile la valutazione dei fenomeni ad esso connessi.

L'erosione fluviale avviene per via meccanica e per via chimica. L'erosione chimica è legata al potere solvente dell'acqua. Infatti a causa dell'elevato valore della costante dielettrica (81.07 farad/m) l'acqua ha un alto potere dissociante, che consente la conservazione

degli ioni provenienti dalle sostanze in essa disciolte e dissociate. La presenza di questi ioni è della massima importanza ai fini dell'erosione perché conferisce all'acqua una notevole aggressività.

L'erosione chimica può avvenire sia sulle rocce del bacino idrografico, sia su quelle del bacino idrogeologico. La sua entità è funzione del tipo di rocce attraversate dalle acque e del tempo di attraversamento, ma anche della presenza di altre sostanze (per esempio gli acidi humici) che possono favorire o accelerare il processo chimico.

L'erosione meccanica è dovuta alla forza gravitazionale delle acque che scorrono dai punti più alti a quelli più bassi. Esse scorrendo in alvei ben delimitati e organizzati (reticolo idrografico) operano un'azione lineare e scavano un solco sempre più profondo fino al raggiungimento del profilo di equilibrio. Al contrario le acque che scorrono liberamente in superficie (acque selvagge) operano un'azione erosiva superficiale. Parallelamente a queste due azioni erosive dirette si esplica quella di modellamento dei versanti vallivi (soliflussioni, smottamenti, frane, ecc.) legate strettamente all'approfondimento lineare operato dai corsi d'acqua e alla necessità da parte delle rocce che li circondano di raggiungere un profilo più stabile, via via che il corso d'acqua si approfondisce.

L'insieme di queste azioni provoca l'asportazione di enormi quantità di roccia sulle terre emerse e la loro deposizione nei bacini di raccolta delle acque fluviali, ossia in genere i mari e gli oceani. A titolo di esempio basterà ricordare che il Rio delle Amazzoni scarica ogni anno in Atlantico circa un miliardo di m³ di sedimenti.

L'azione erosiva dei bacini fluviali procede dalla foce verso la sorgente; essa è detta quindi erosione retrograda. Il processo erosivo perde di velocità e di aggressività via via che si passa dallo stadio giovanile a quello senile nel quale il fiume si avvicina al profilo d'equilibrio.

Il trasporto fluviale avviene in due modi: i prodotti dell'erosione chimica vengono portati in soluzione e alimentano il trasporto per via chimica; essi sono funzione soprattutto della solubilità delle rocce attraversate dalle acque. I prodotti dell'erosione meccanica alimentano il trasporto torbido. Esso può avvenire, in funzione delle dimensioni delle particelle trasportate, per sospensione (le particelle più piccole), per "saltazione" (le particelle medie), per rotolamento (le particelle più grossolane). Le dimensioni massime delle particelle trasportate sono funzione dell'energia cinetica del corso d'acqua che varia da punto a punto della sezione trasversale dell'alveo. Il diagramma di Hjulström illustra i rapporti esistenti fra erosione, trasporto e sedimentazione in ambiente fluviale.

La sedimentazione della frazione clastica in ambiente fluviale avviene per perdita di velocità delle acque; essa può essere dovuta a varie cause. I motivi più frequenti sono la variazione di pendio del profilo longitudinale del fiume e la variazione del profilo trasversale per allargamento dell'alveo fluviale. Tuttavia una perdita di potenza si può avere anche per ostruzioni del corso d'acqua (sbarramenti naturali o artificiali), per diminuzione del volume delle acque (evaporazione, assorbimento del terreno, deviazione di parte delle acque), per cessazione del flusso idrico (acque stagnanti), per eccessivo carico solido (aumento del processo erosivo, variazioni litologiche nei terreni erosi, cambiamenti climatici, attività umane).

Poiché i depositi fluviali possono accumularsi lungo tutto il bacino fluviale e sono fortemente influenzati dal regime e dallo stadio di maturità del fiume essi assumono forme e caratteristiche molto varie; sono stati pertanto oggetto di molte classificazioni e una loro descrizione generica risulta molto difficile. In linea generale si può ritenere che i depositi fluviali si formino in aree laterali rispetto ai filetti di massima velocità e nelle zone

circostanti quelle di massima turbolenza.

L'ambiente fluviale viene comunemente diviso in tre sub-ambienti: quello *pedemontano*, quello *di raccordo* e quello di *pianura alluvionale*. Questa suddivisione risulta particolarmente utile nell'esame dei depositi fluviali. E' indubbio che nella zona pedemontana, dove prevalgono i processi di erosione e di trasporto su quelli di sedimentazione, sono presenti i sedimenti più grossolani e i loro depositi possono assumere talora pendenze notevoli anche vicine al limite di riposo naturale dei detriti.

Nella fascia di raccordo fra la zona pedemontana e zona di pianura alluvionale si formano le conoidi, depositi fluviali a forma di ventaglio che caratterizzano la sedimentazione in corrispondenza di cambiamenti di pendio nel profilo longitudinale dei corsi d'acqua.

Nella zona di pianura alluvionale, ove i processi di sedimentazione prevalgono su quelli erosivi e quelli di trasporto, sono presenti sedimenti mediamente più fini che nelle zone precedenti.

Nella pianura alluvionale, soprattutto nelle fasi senili del ciclo fluviale, i processi erosivi sono legati alla presenza dei meandri, forme a "S" caratteristiche di corsi fluviali in cui il profilo longitudinale è molto vicino al profilo d'equilibrio. Essi si evolvono per erosione del lato esterno e per riempimento del lato interno). Si formano pertanto le *barre di meandro*.

Molti autori dividono i sedimenti fluviali in due grandi categorie: depositi di accrescimento laterale (es: barre di meandro) e depositi di accrescimento verticale (piana alluvionale). I depositi di accrescimento laterale sono quelli che si formano lungo il canale attivo o come risultato della sua migrazione; sono alimentati dal materiale trasportato sul fondo del corso d'acqua. I depositi di accrescimento verticale sono invece quelli che si formano al di fuori del canale attivo e quindi principalmente sulla pianura alluvionale per esondazione del corso d'acqua. In questi casi si possono avere depositi arealmente molto estesi, di spessore molto limitato e di grande interesse per le attività primarie dell'uomo.

La forma e le dimensioni dei depositi alluvionali sono condizionati dal tipo di deposito e dalle dimensioni del corso d'acqua. Nei depositi di accrescimento laterale predominano le forme allungate, mentre in quelli di accrescimento verticale la forma è tabulare. Le conoidi hanno la caratteristica forma a ventaglio, mentre le loro dimensioni sono estremamente variabili.

La dimensione dei clasti che formano i depositi è funzione delle caratteristiche energetiche del flusso d'acqua e quindi anche dello stadio evolutivo del fiume e del punto in cui il deposito si è formato. In generale si può ritenere che nei depositi fluviali possono essere presenti granuli di tutte le dimensioni (dalle argille ai blocchi) e che la dimensione dei granuli più grandi diminuisca procedendo dai depositi posti a monte verso quelli posti a valle.

Irrilevante ai fini del riconoscimento dei depositi fluviali clastici è la loro composizione mineralogico-petrografica, mentre può essere utile la presenza di abbondanti resti vegetali.

12.2.4 Ambiente lacustre

I laghi sono depressioni della superficie terrestre (in zone continentali) colmate d'acqua. Essi possono essere classificati in funzione del tipo d'acqua che li riempie (laghi d'acqua dolce e laghi salati), in funzione del loro regime (laghi permanenti e laghi temporanei), in funzione della loro posizione (laghi costieri, laghi vallivi, ecc.), oppure in funzione della loro origine. Poiché i processi sedimentari che si svolgono nei laghi sono legati agli aspetti morfologici e alle condizioni energetiche, la divisione genetica resta, ai fini sedimentologici, la più importante:

- Laghi glaciali legati all'attività dei ghiacciai; sono a loro volta di tanti tipi. A seguito dell'attività erosiva del ghiacciaio si formano depressioni che, nei periodi di ritiro del ghiacciaio si colmano d'acqua: hanno questa origine i grandi laghi del Nord America. Altri laghi glaciali sono quelli di circo e quelli intermorenici: sono generalmente di piccole dimensioni.
- Laghi di sbarramento si creano per ostruzione di una valle fluviale (per esempio a causa di frane o di deposizione fluviale).
- Laghi carsici che riempiono depressioni superficiali o sotterranee di origine carsica.
- Laghi vulcanici che occupano il fondo di crateri vulcanici spenti.
- Laghi tettonici che occupano depressioni di origine tettonica (per esempio alcuni dei grandi laghi africani).

Date le differenze esistenti fra questi tipi di laghi, esistono altrettanto notevoli differenze fra i processi sedimentari che in essi hanno sede. Ci limiteremo ad esporre soltanto alcuni caratteri generali di tali processi.

L'ambiente lacustre è, fra i continentali, il più transitorio. Oggi il lago più antico esistente sulla superficie terrestre è il Baikal che sussiste ormai dal Miocene; ma la maggior parte dei laghi attuali hanno avuto origine nel Pliocene-Pleistocene. Tuttavia ne sono esistiti anche di vita assai più breve; per esempio il Lago Lirino nella bassa Valle Latina (che pure si estendeva per circa 35 km di lunghezza e per 10 km di larghezza) iniziò alla fine del Pliocene ed ebbe termine dopo l'epoca glaciale Riss per un totale di circa 500.000 anni.

Le caratteristiche sedimentarie sono strettamente legate a quelle morfologiche e ai fattori climatici. L'energia meccanica dell'ambiente è fornita dalle correnti, dal moto ondoso e dalle sesse; l'energia termica e quella chimica hanno importanza perché favoriscono i processi biologici che localmente possono essere dominanti, dando luogo a forme di vita animali e vegetali molto sviluppate e creando quindi le premesse per la formazione di sedimenti ricchi di fossili.

L'erosione è condizionata dagli agenti energetici sopra ricordati; essi operano soprattutto lungo le coste dove avvengono per l'appunto i più vistosi fenomeni erosivi e sono funzione delle dimensioni (estensione areale e profondità) e della forma del lago. In generale è trascurabile l'erosione dovuta a fattori chimici e a fattori biologici. In definitiva i materiali che sedimentano nei laghi provengono in gran parte dagli immissari, in parte dall'erosione superficiale della conca lacustre e solo in quantità trascurabile dai processi erosivi che si svolgono nei laghi stessi.

Il trasporto è condizionato dagli stessi agenti energetici e data la loro modestia favorisce lo spostamento verso la parte centrale delle particelle più fini, mentre i materiali più grossolani si depositano in vicinanza delle coste. La frazione in soluzione può raggiungere concentrazioni non trascurabili nelle acque dei laghi quando nei siano ricchi gli immissari.

La sedimentazione clastica è in generale moto veloce perché i laghi costituiscono delle ottime trappole sedimentarie nelle quali l'azione di svuotamento degli emissari è limitata. I materiali detritici danno luogo a depositi costieri e subacquei di forma e dimensioni dipendenti direttamente dalla forma e dalle dimensioni del lago, tanto che depositi di piccoli bacini legati ad un sistema idrografico possono talora confondersi con i sedimenti stessi dei fiumi. Nei laghi di maggiori dimensioni possono formarsi dei delta con i materiali più grossolani trasportati dai fiumi, mentre i materiali fini si disperdono al largo, sedimentando sul fondo del lago analogamente a quanto avviene nei bacini marini. Tuttavia correnti di torbida analoghe a quelle di ambiente marino (v. ambiente batiale) possono portare al largo anche i sedimenti più grossolani se si ha un sufficiente accumulo di materiale.

Nelle regioni glaciali o periglaciali durante la stagione invernale a causa del ghiaccio che ricopre la superficie del lago l'energia di trasporto diminuisce o cessa del tutto per cui la sedimentazione clastica resta legata al materiale in sospensione, mentre nella stagione estiva, con lo scioglimento dei ghiacci l'energia di trasporto raggiunge i suoi valori massimi e di conseguenza si ha sedimentazione di materiale più grossolano. In quelle regioni si ha dunque la formazione delle varve (v. ambiente glaciale). I sedimenti di spiaggia possono presentare grandi analogie con i corrispondenti marini; un esempio si ha nei laghi nord americani ove alcune spiagge a ciottoli presentano caratteristiche granulometriche, tessiturali e in parte morfologiche analoghe a quelle di alcune spiagge a ciottoli dell'Abruzzo adriatico. In generale si può ritenere che i sedimenti lacustri e marini deposti in condizioni energetiche simili, presentino caratteristiche (derivanti da quelle condizioni energetiche) analoghe.

La sedimentazione clastica nei laghi è di norma prevalente e i sedimenti sono formati da tutte le frazioni granulometriche, con prevalenza di quelle fine o finissime (argille, silt, sabbie e ciottolami).

In alcuni casi anche la sedimentazione chimica può essere importante; un esempio si ha nei laghi di Plitvice (Jugoslavia) ove la deposizione chimica di carbonato di calcio è molto intensa soprattutto nella stagione estiva quando con l'aumentare della temperatura aumenta l'attività e la quantità delle alghe e del fitoplancton. Esse producono una riduzione di CO_2 e un aumento dell'alcalinità ($\text{pH} > 7$); fattori che favoriscono la precipitazione del CaCO_3 a spese del $\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$ disciolto nell'acqua e la deposizione di calcari.

La sedimentazione legata alle attività biologiche è importante perché essa è sempre presente e l'indagine paleontologica costituisce in molti casi un metodo insostituibile per il riconoscimento dei depositi lacustri fossili. Inoltre i depositi organici di ambiente lacustre possono costituire talvolta giacimenti di non trascurabile importanza economica. Basta ricordare gli scisti bituminosi coltivati con grande frequenza, e le farine fossili (per esempio quelle dei laghi pleistocenici a nord di Roma) che sono formate da accumuli di gusci di diatomee e di altro fitoplancton.

12.2.5 Ambiente palustre

Si tratta nella maggior parte dei casi di un'evoluzione dell'ambiente lacustre; l'ambiente palustre è rappresentato da specchi d'acqua stagnanti aventi bassissima profondità e coperti di solito da una fitta vegetazione. La loro durata nel tempo è per lo più breve. Nel caso di ambienti palustri in vicinanza del mare si possono avere acque salmastre che fanno passaggio ad ambienti di transizione. L'ambiente palustre si può avere anche in zone pianeggianti ricoperte da terreni impermeabili nei quali le acque superficiali per mancanza di pendenza scorrono con difficoltà o non scorrono affatto.

L'energia meccanica nell'ambiente palustre è pertanto molto limitata, mentre assumono importanza quella termica e quella biochimica. Per questo motivo non esistono vistosi fenomeni erosivi e il trasporto è limitato al materiale finissimo, a quello in soluzione e a quello legato alle attività biologiche. Data l'importanza che la vita assume nell'ambiente palustre anche ai fini dei processi sedimentari, sembra opportuno ricordare come la fauna sia caratterizzata dalla presenza di animali con cicli biologici particolari quali ad esempio quelli che sopravvivono anche nei periodi di siccità o che morendo lasciano le uova pronte a dischiudersi quando l'acqua torna a coprire la zona palustre, oppure quelli che si infossano, o che volando si trasferiscono in altre zone momentaneamente più adatte, o che compiono parte del loro ciclo vitale in ambiente acquoso e parte in ambiente aereo. Anche la flora è

piuttosto specifica essendo limitata a quelle piante che vivono soltanto in terreni molto ricchi di acque.

I sedimenti clastici dell'ambiente palustre sono prevalentemente quelli argillosi o argilloso-siltosi, mentre predominano i depositi biochimici e organici (in particolare quelli legati al grande sviluppo della vegetazione). Fra i sedimenti biochimici vanno ricordati il gas delle paludi (metano che prende origine dalla fermentazione metanica della cellulosa dei vegetali), il ferro delle paludi; fra i sedimenti organici la torba e alcune volte le diatomiti.

12.3 Ambienti transizionali

12.3.1 Ambiente deltizio

I delta sono costruzioni caratteristiche della foce di alcuni fiumi sia in mare (delta marini) che nei grandi laghi (delta lacustri). Il nome deriva dalla lettera delta dell'alfabeto greco e fu dato da Erodoto (V secolo a.C.) alla foce del Nilo per la sua forma triangolare.

Quando le acque del fiume giungono al mare (o al lago) perdendo velocità, perdono parte del loro carico solido in sospensione. Se l'accumulo dei detriti è più veloce di quanto gli agenti di trasporto marini (le maree e subordinatamente le onde e le correnti costiere) riescano a riprendere e a trasportare al largo si forma il delta; nei casi in cui l'azione marina riesca invece a tenere sgombra la foce del fiume, si ha l'estuario.

Nei casi di sbocchi in mare all'azione meccanica, dovuta alla semplice diminuzione di velocità, si aggiunge un'azione chimico-fisica perché gli elettroliti presenti nell'acqua del mare ionizzando le particelle più fini presenti in sospensione, ne provocano la flocculazione e quindi la deposizione per gravità.

Quando l'avanzamento del delta è molto veloce si formano con grande facilità laghi e stagni costieri, lagune e paludi.

A causa della grande variabilità dei fattori che determinano la formazione del delta (in primo luogo: apporto solido del fiume e ampiezza dell'escursione di marea; in secondo luogo: moto ondoso, presenza di correnti costiere, morfologia della regione) si può dire che ogni delta ha una sua forma caratteristica; tuttavia se l'apporto solido prevale nettamente sui fattori erosivi marini si hanno delta lobati o digitati quali quelli del Po, del Gange, del Mississippi, se invece l'azione del mare riesce a smaltire parte dell'apporto solido si formano i classici delta triangolari quali quello del Nilo, del Danubio e dell'Ebro.

Nel caso dei delta lobati l'accrescimento è più veloce e più irregolare. Nel caso dei delta triangolari l'accrescimento è di solito ciclico: ad un avanzamento iniziale della foce segue una progressione delle ali; riprende poi l'avanzamento della foce e così via.

L'accrescimento del delta determina un allungamento del percorso fluviale e una diminuzione di pendenza terminale dell'asta fluviale; il regolare deflusso delle acque viene in tal modo ritardato e il fiume è costretto a trovare vie di sbocco più favorevoli attraverso nuovi canali, oppure esonda depositando nella pianura alluvionale parte del suo carico solido. Anche la crescita dei sedimenti alla foce costituisce un ostacolo al già precario deflusso; essa è compensata soltanto parzialmente dal fenomeno della subsidenza. Per questo motivo, anche se le condizioni che hanno portato alla formazione del delta persistono esso non si accresce all'infinito; la diminuzione progressiva dell'energia fluviale per la cause prima citate, porta col tempo all'equilibrio fra apporti terrigeni e azione erosiva del mare e quindi ad una stasi nella crescita del delta o addirittura ad una sua erosione.

Il delta si compone di una parte emersa e di una parte sommersa di gran lunga più estesa della prima.

I depositi deltizi sono per lo più caratterizzati da materiali fini o finissimi, ma esistono anche delta formati da ciottolami quale ad esempio il delta del Fiume Sangro nel medio Adriatico. In tutti i delta abbondano i resti vegetali per cui nei corpi deltizi si possono avere giacimenti di torbe o ligniti. Altre caratteristiche dei sedimenti di delta sono la frequenza delle strutture sedimentarie inorganiche (stratificazione e laminazione incrociate, ripple marks, lenti) e organiche e le notevoli eteropie laterali con i sedimenti di ambienti limitrofi.

I delta lacustri presentano di solito una minor variabilità di quelli marini. In essi prevale nettamente la forma triangolare e sono caratterizzati da una maggiore uniformità litologica e da minori eteropie. Il deposito sedimentario è formato da lenti disposte a ventaglio a partire dall'apice del delta con clasti dimensionalmente decrescenti verso il largo. Anche in questo caso sono presenti sia la stratificazione che la laminazione incrociate e spesso abbondano i resti vegetali. La composizione petrografica dei depositi deltizi clastici rispecchia la natura geologica del bacino di alimentazione, almeno per le frazioni più grossolane.

12.3.2 Ambiente costiero, litorale, tidale

E' l'ambiente di transizione per eccellenza perché segna il passaggio tra le terre emerse e i mari; solo localmente si sovrappone ad esso l'ambiente deltizio oppure il sistema costiero è reso più complesso dalla presenza dell'ambiente lagunare.

Si tratta di un ambiente che subisce l'influenza di fattori marini e di fattori continentali. Molte fasce costiere ricevono, dal continente, tramite i fiumi e i ghiacciai, gran parte del detrito che alimenta le spiagge e i sedimenti pure clastici che il vento accumula a volte nella zona retrostante la spiaggia. Il mare contribuisce in modo determinante alla loro morfologia tramite i fenomeni erosivi, lo spostamento e il deposito di materiali clastici; esso è anche la causa dell'elaborazione morfologica e tessiturale di questi stessi materiali.

I fattori che determinano le caratteristiche fisiografiche e sedimentologiche dell'ambiente costiero sono prevalentemente meccanici (marea, onde, correnti, vento) e subordinatamente climatici, biologici e chimici; tutti operano in modi diversi anche in funzione della natura litologica della regione. Profondi mutamenti negli ambienti costieri possono essere determinati da variazioni del livello del mare conseguenti a movimenti tettonici (innalzamento o abbassamento delle linee di costa) o a variazioni climatiche (glaciazioni).

L'azione morfologica del mare tende alla costruzione di coste lineari mediante l'arretramento dei promontori, ove si concentra l'azione erosiva delle onde e l'avanzamento delle insenature ove, invece si accumulano i depositi clastici generalmente sabbiosi.

Le coste vengono divise, da un punto di vista morfologico, in *coste alte* e *coste basse* a seconda che la loro pendenza sia subverticale o circa orizzontale. Entrambe possono essere dovute a varie cause e a seconda del loro andamento e della loro genesi assumono nomi diversi. Fra le coste alte ricordiamo come esempio quelle dovute a sommersione di paesaggi fluviali (coste a rias, coste dalmate, ecc.), quelle dovute a sommersione di paesaggi glaciali (coste a fiordi), quelle dovute a movimenti tettonici, quelle infine dovute a semplice azione erosiva su rocce costiere litoidi.

In generale è ben diversa l'evoluzione subita da una costa alta rispetto a quella di una costa bassa: le coste alte sono soggette soprattutto a fenomeni erosivi, mentre le coste basse sono per lo più interessate da processi di deposizione: Bisogna tuttavia tener presente che esistono casi di convergenza perché in natura la differenza fra costa alta e costa bassa non è così netta come presupporrebbe questa schematica classificazione. Nelle coste alte, a

prescindere dai fattori marini, sono determinanti le caratteristiche morfologiche della costa stessa. Infatti le coste che limitano bracci di mare in cui l'energia è ridotta o quelle che sono accompagnate ad un fondale sufficientemente profondo, sono soggette a fenomeni erosivi più limitati per cui il loro arretramento può essere lentissimo o può mancare del tutto.

Un caso classico e abbastanza diffuso di evoluzione per erosione di una costa alta è quello che si verifica nelle falesie (coste alte subverticali delimitanti un mare profondo pochi metri). Le falesie si formano soprattutto in zone caratterizzate da rocce coerenti e compatte, poco o mal stratificate, o su versanti a reggipoggio; in quelle zone quindi ove l'azione erosiva che si esplica a livello del mare, non è accompagnata da un progressivo adeguamento della scarpata sovrastante. Il profilo della falesia è determinato direttamente dalle caratteristiche litologiche e strutturali della costa esposta all'azione marina.

Nelle falesie i processi erosivi del mare si esplicano su una zona verticale di ampiezza pari all'escursione di marea; questi processi (meccanici e solo talora chimici) determinano la formazione del solco di battaglia al disopra del quale le rocce, prive dell'appoggio al piede, franano formando alla base della costa le breccie di falesia. Si tratta di un accumulo clastico di materiali prevalentemente grossolani, poco evoluti e mal classati, disposti in allineamenti paralleli alla linea di costa che da un lato sono a contatto con la superficie di erosione della roccia madre e dall'altro sono almeno in parte eteropici con sedimenti marini neritici, generalmente fossiliferi, di accumulo molto più lento. Il riconoscimento di falesie nelle serie fossili può essere talora agevolato dalla presenza delle tane di animali scavatori (litodomi) o di tracce di animali incrostanti sulla parete della falesia o sulla breccia di falesia. La presenza di queste strutture sedimentarie organiche è del resto caratteristica di tutti gli ambienti costieri.

Franamenti successivi, dovuti all'evoluzione della falesia, ne provocano l'arretramento per cui essa diventa sempre meno esposta all'azione del mare fino a diventare falesia morta. Questo processo d'invecchiamento è in genere favorito dalla stessa breccia di falesia che fungendo da frangiflutti, assorbe l'energia marina e protegge quindi la retrostante falesia.

Le coste basse o spiagge costituiscono la maggior parte delle zone di transizione dalle terre emerse al mare. Esse comprendono la fascia che va dal livello più alto raggiunto dalle onde di risacca durante le tempeste, fino alla zona sommersa in cui si risente l'azione dei marosi; questa si spinge approssimativamente intorno ai 10 metri di profondità (ma secondo alcuni Autori può raggiungere i 20 metri), al di sotto dei quali il movimento di clasti ad opera delle onde diventa trascurabile.

Le spiagge sono formate da accumuli detritici di provenienza continentale, se il loro rifornimento è causato da materiali trasportati in mare dai fiumi o dai ghiacciai, o di provenienza marina, se è dovuto all'azione erosiva del mare su zone costiere limitrofe o sulle rocce affioranti nella zona almeno periodicamente sommersa. La morfologia dell'ambiente litorale varia con facilità nel tempo perché condizionata da un gioco di equilibri fra fattori diversi (onde, maree, correnti costiere, vento, apporti detritici e loro caratteristiche) che risentono direttamente delle caratteristiche fisiografiche della regione, delle variazioni del livello marino e delle vicende geologiche della zona. Per questi motivi i processi primari del ciclo sedimentario (erosione, trasporto e sedimentazione) si succedono in rapida frequenza operando continue trasformazioni nell'ambiente.

Nelle coste basse possiamo distinguere tre zone morfologiche: la parte costantemente emersa o *sopratidale*, talora interrotta da un ripiano intermedio detto *berma*; la parte sottoposta all'azione della marea detta *intertidale*; la parte costantemente sommersa detta *subtidale*. Nelle regioni dove l'escursione di marea è nulla o trascurabile viene praticamente

a mancare la zona intertidale. Se invece teniamo conto dei fattori energetici si possono distinguere 5 zone che dal mare aperto verso terra sono: la *zona esterna* (offshore), la *zona dei frangenti* (breaker zone), la *zona di espansione dei frangenti* (surf zone), la *zona di transizione* (transition zone) e la *zona della risacca* (swash zone). Esse si differenziano per le diverse modalità di trasporto dei sedimenti, dovute a diverse condizioni energetiche; molto spesso queste diversità sono causa di differenze granulometriche fra i sedimenti delle varie zone che presentano anche differenti strutture sedimentarie. Il riconoscimento di queste cinque zone negli ambienti fossili è per lo più molto problematico.

Nella zona esterna si hanno sedimenti grossolani accompagnati da mega-ripple lunati e rivolti verso terra; è presente la laminazione incrociata, anch'essa vergente verso terra. La zona dei frangenti è caratterizzata dalla presenza di una barra la cui altezza e posizione è funzione delle caratteristiche delle onde. Secondo alcuni Autori la sua formazione sarebbe favorita da un dolce pendio del fondo, mentre mancherebbero per pendii superiori a 4°. Sulla barra si rinvengono le frazioni granulometriche più grossolane, mentre quelle fini si radunano nei canali ad essa laterali. In questa zona possono essere presenti le laminazioni parallele.

Nella zona di espansione dei frangenti si ha un grande movimento dei sedimenti; secondo alcuni Autori esso ammonta a un milione di m³/anno ed è dovuto all'azione diretta delle onde e alle correnti lungo riva che si formano come conseguenza dell'angolo d'incidenza delle onde sulla spiaggia. In questa zona si hanno ancora sedimenti grossolani e si possono avere ripple marks e crescentic bars.

Nella zona di transizione l'incontro dei marosi con la risacca favorisce la continua sospensione del materiale. In questa zona si hanno in genere sedimenti a distribuzione granulometrica bimodale e ripple marks simmetrici con laminazioni incrociate su entrambi i lati. L'altezza dei ripples generalmente diminuisce verso il mare aperto, come pure la granulometria delle sabbie che li formano.

Nella zona della risacca la classazione granulometrica del materiale è notevole perché nella fase di ritiro l'onda porta con sé le frazioni più sottili. È presente la laminazione parallela e, nei sedimenti meno classati, la gradazione. Nel caso di sabbie poliminerali vi è anche una selezione ponderale: i granuli più pesanti, anche se più piccoli, si concentrano alla base e passano verso l'alto a granuli di minor peso specifico, anche se talora più grossi.

Molto frequentemente le strutture sedimentarie prima citate vengono cancellate dall'attività biologica. Nella fascia costiera infatti è molto attiva sia la vita animale che quella vegetale; entrambe concorrono alla modificazione dei caratteri dei sedimenti. Le alghe, che a volte formano estese praterie nella zona intertidale e subtidale, trattengono i materiali più fini impedendo quel processo di classamento che in genere si verifica là dove esse mancano. Gli animali e soprattutto alcuni crostacei, elaborano il sedimento scavando tane e rimuovendolo durante i loro spostamenti; essi concorrono così direttamente a distruggere le laminazioni dovute ai processi dinamici (bioturbazione). Da un punto di vista morfoscopico i granuli di spiaggia si presentano ben arrotondati e con una superficie esterna incisa da sottili, ma nitide striature e da minuscoli solchi a forma di "V".

Meno diffuse, ma non trascurabili, le spiagge a ciottoli il cui riconoscimento nelle serie fossili è spesso problematico perché, in mancanza di facies eteropiche sono difficilmente distinguibili dai depositi fluviali. Il rifornimento dei materiali che formano la spiaggia è dovuto ai fiumi, ai ghiacciai o all'erosione costiera di formazioni litoidi, in particolare se conglomeratiche.

Alcuni Autori ritengono che i ciottoli di spiaggia siano generalmente più appiattiti di

quelli fluviali, ma questo carattere è strettamente connesso con la litologia del ciottolo prima che al tipo di movimento cui esso è sottoposto; altri Autori sostengono che l'arrotondamento dei ciottoli sulle spiagge aumenta con l'aumentare dell'energia disponibile. Un parametro che sembra distinguere i depositi costieri da quelli fluviali è la classazione; essa è più spinta nel caso delle spiagge ove di solito mancano le frazioni fini e finissime, presenti invece nei depositi fluviali e continentali in genere. In entrambi i casi può essere presente l'embriciamento che nel caso dei fiumi ha direzione parallela al corso fluviale e quindi alle sponde; mentre nel caso della spiaggia è in genere perpendicolare alla linea di costa.

Soprattutto nelle spiagge a prevalente composizione carbonatica sono presenti le *beach-rock*. Si tratta di sedimenti della zona intertidale (con granuli delle dimensioni comprese fra la sabbia e i ciottoli) che sono stati oggetto di diagenesi precoce a causa della precipitazione di aragonite o di Mg-calcite nei vuoti. Esse si formano con grande velocità in aree tropicali o subtropicali (il loro accrescimento in alcune zone è addirittura annuo). Si ritiene che la precipitazione del carbonato venga favorita dalla forte salinità (da 1,2 a 4 volte superiore a quella della normale acqua marina) delle acque interstiziali; resta controverso invece il ruolo dei microrganismi che secondo alcuni Autori favoriscono la diagenesi precoce, mentre per altri non la influenzano. Le *beach-rock* si distinguono talora con difficoltà dalle altre formazioni costiere di tipo panchina o di tipo eolianite con le quali molto spesso sono a diretto contatto.

12.3.3 Ambiente lagunare

Le lagune sono bacini d'acqua costieri, tranquilli e poco profondi separati dal mare da strisce di terra generalmente sottili. Essi si formano perché il mare nel suo continuo lavoro di rettifica delle coste accumula sedimenti sciolti, dapprima sommersi e poi emersi, a formare cordoni fra due sporgenze costiere nel tentativo di arrivare a quelle coste lineari che costituiscono l'andamento litoraneo ideale.

La formazione delle lagune può essere favorita dagli apporti terrigeni fluviali; per questo motivo si hanno estese lagune in molti delta, quali ad esempio il delta del Po (lagune di Comacchio) e il delta del Mississippi nel Golfo del Messico. Altre volte la formazione della barra che dà luogo alla laguna, può essere favorita anche dalla formazione di dune costiere come avviene per esempio nel Mar Baltico a Zalew Wisly (Golfo di Danzica) ove gli apporti fluviali e l'azione eolica hanno formato una barra di oltre 75 km di lunghezza.

Le lagune possono comunicare col mare tramite una o più bocche, possono essere completamente isolate dal mare e possono ricevere periodicamente acqua salata in occasione dell'alta marea. Un esempio di laguna molto semplice si ha in Somalia a Ras Hafun. Altre volte le lagune possono costituire dei complessi caratterizzati da vari specchi d'acqua separati da barre e solcate da canali. Esempi di questo tipo si hanno nel delta del Mississippi e in Italia nel delta del Po. Le parti esterne di queste lagune in contatto col mare vengono dette "lagune vive", mentre le parti interne, ormai isolate, vengono dette "lagune morte".

Si tratta in genere di lagune in cui vi è apporto di acque dolci da parte dei fiumi e di acque salate da parte del mare, ma esistono anche lagune alimentate soltanto dal mare. Le condizioni ambientali determinano forti cambiamenti nella sedimentazione.

Nel caso in cui prevalga l'apporto di acque dolci e l'evaporazione sia inferiore allo stesso apporto di acqua, la salinità resta inferiore al 35% e si hanno lagune sottosature o ipoaline; quando invece a causa degli apporti marini e della forte evaporazione la salinità supera quel valore si hanno lagune sovrassature o iperaline. Esse sono più frequenti nelle regioni a clima arido e in corrispondenza di lagune morte.

L'energia dell'ambiente lagunare è prevalentemente termica e chimica; subordinata resta l'energia meccanica che in vicinanza dei corsi d'acqua e dei canali di marea è determinata da correnti a bassa velocità. Si tratta di un ambiente fortemente instabile, che evolve per lo più verso stadi palustri o francamente continentali, ma può dar luogo anche ad ambienti tidali.

La scarsa energia meccanica a disposizione rende trascurabili gli eventi erosivi i quali, molto limitatamente si manifestano soltanto in vicinanza delle foci dei corsi d'acqua o dei canali di marea. Il trasporto di materiali solidi è limitato alle frazioni siltose e argillose, mentre notevole importanza assume il trasporto in soluzione.

Fra i sedimenti prevalgono quelli chimici e organogeni, subordinati solo quelli di origine clastica; a volte assumono particolare rilievo quelli evaporitici dovuti all'eccesso di sali disciolti nelle acque e presenti quindi nelle lagune sovrassature. Sedimenti evaporitici sono noti anche nelle serie geologiche; in linea teorica dovrebbero essere caratterizzati da successioni che, dal basso verso l'alto, vanno dai termini meno solubili a quelli più solubili, ovvero: precipitano prima i carbonati, poi il solfato di calcio, il cloruro di sodio ed altri cloruri. Fattori locali possono tuttavia alterare o variare l'ordine di sedimentazione.

La sedimentazione organica è dovuta all'abbondanza della vita animale (organismi planctonici e bentonici) e vegetale (piante acquatiche, fitoplancton); molto spesso i fanghi che caratterizzano i tranquilli fondali delle lagune prive di sedimentazione evaporitica, contengono un'abbondante quantità di materiale organico in decomposizione che può dar luogo alla formazione di sacche gassose.

Nei canali e in vicinanza della barra che delimita la laguna si trovano sedimenti sabbiosi mal classati dovuti alla maggiore energia locale; essi hanno in genere andamento lentiforme e sono interessati da laminazioni incrociate. Passano rapidamente ai termini argilloso-siltosi e argillosi privi di strutture sedimentarie inorganiche o con laminazioni parallele, presenti nella maggior parte di ciascuna laguna; questi termini sono ricchi di sostanza organica in decomposizione, di faune salmastre, di resti vegetali (torbe, ligniti, ecc) e di residui carboniosi. La loro estensione areale è molto variabile.

12.4 Ambienti marini

12.4.1 Ambiente subtidale o sublitorale

In Fig. 12.1 sono illustrati in modo schematico i vari ambienti marini.

L'ambiente subtidale o sublitorale è compreso fra la barra sabbiosa e l'isobata di 200 m. Per lungo tempo il limite di -200 m è stato considerato corrispondente al limite della piattaforma continentale. L'estendersi e l'approfondirsi delle ricerche oceanografiche ha dimostrato invece che la piattaforma continentale ha una profondità massima molto variabile; infatti la linea che unisce i punti in cui si verifica il brusco incremento della pendenza del fondo (che segna appunto il passaggio dalla piattaforma alla scarpata continentale) ha la profondità media di 133 m con valori minimi di 20 m e massimi di 550 m. Pure variabile è l'estensione areale della piattaforma continentale la cui ampiezza media è di 78 km, con minimi di 0 km e massimi di 1.500 km. Naturalmente tutte queste cifre potranno essere modificate sulla base di nuove ricerche. I caratteri della piattaforma dipendono in larga misura dalla sua genesi; la maggior parte delle piattaforme è dovuta ai processi erosivi causati dal moto ondoso, dai fiumi o dai ghiacciai nelle ere glaciali. Si conoscono tuttavia piattaforme dovute al riempimento di depressioni create per uno sbarramento formatosi al

largo del continente; questo a sua volta può essere dovuto a cause tettoniche, a diapiri, a costruzioni organogene.

La sedimentazione sulla piattaforma continentale è di due tipi: terrigena e organogena. La prima prevale quantitativamente sulla seconda ed è strettamente condizionata dalle caratteristiche dell'ambiente marino e quelle del vicino continente. La maggior parte dei depositi terrigeni che ricoprono le piattaforme continentali sono forniti (o lo sono stati) dal trasporto fluviale e da quello glaciale e risentono quindi delle variazioni di competenza e capacità dei fiumi e del ritiro o dell'espansione dei ghiacciai. È noto per esempio che i sedimenti antichi al largo del Mississippi sono più grossolani di quelli che oggi si depositano vicino al continente, trasportati dal fiume. Le ricerche oceanografiche hanno mostrato molte volte che sedimenti clastici grossolani sono presenti al bordo delle piattaforme, mentre più vicino alla terra emersa affiorano sedimenti più sottili. Questo fatto viene generalmente giustificato con le variazioni del livello del mare a causa delle glaciazioni quaternarie, ma può essere dovuto almeno in parte, anche al passaggio di alcuni fiumi dallo stadio giovanile a quello senile, con conseguente diminuzione del potere di trasporto.

In generale l'accumulo dei sedimenti clastici, indipendentemente dalla loro granulometria, è massimo in vicinanza delle foci dei fiumi (soprattutto di quelli con grande trasporto torbido) e diminuisce procedendo verso il largo. Per questo motivo la velocità di sedimentazione nell'ambiente neritico può variare, nelle zone a sedimentazione clastica, dai 100 cm/100 anni nei grandi delta a 1 o 2 cm/100 anni sul bordo esterno della piattaforma. La deposizione dei materiali forniti dai fiumi è anche influenzata dalle correnti marine che possono disturbare la disposizione tendenzialmente simmetrica (rispetto alla foce) dei materiali di origine continentale, provocando invece una distribuzione asimmetrica e differenziata sia granulometricamente che mineralogicamente. Esistono inoltre correnti con velocità tanto elevate da dar luogo a depositi con caratteristiche di alta energia (basti ricordare il campo di dune a ciottoli presente nello stretto di Messina o i depositi analoghi presenti nel mare dell'arcipelago di Ouessant all'estremità occidentale della Bretagna in Francia) oppure da rimuovere i materiali clastici, impedendo la sedimentazione e lasciando scoperto il substrato.

Gli Autori sono concordi nel ritenere che dal Pleistocene ad oggi vi sia stata una notevole diminuzione della sedimentazione terrigena sulle piattaforme continentali fatta eccezione per quelle antartica e artica ove con ogni probabilità si verificano ancora le condizioni esistenti precedentemente su buona parte delle altre piattaforme. In particolare vi è stata una riduzione maggiore nelle zone a clima arido o semiarido quali ad esempio il Golfo Persico, l'Africa occidentale e l'Australia occidentale. La sedimentazione terrigena resta peraltro notevole in vicinanza delle foci dei grandi fiumi ove l'accumulo sul bordo della piattaforma è tanto rapido che i processi diagenetici non riescono a stabilizzare il materiale deposto. La presenza di sedimenti incoerenti in rapida crescita in zone morfologiche favorevoli fa sì che si creino periodici franamenti che innescano il processo delle correnti di torbida, uno dei meccanismi di sedimentazione più importanti dell'ambiente subacqueo.

Anche in condizioni di bassa energia ambientale la frazione siltosa e quella argillosa possono essere trasportate in sospensione direttamente oltre la piattaforma continentale andando a sedimentare nelle parti più lontane degli oceani, oppure se sedimentano sulla piattaforma possono essere poi riprese e rideposte altrove, anche da correnti di bassa energia. Perché questo avvenga è necessario tuttavia che l'argilla deposta non si costipi, altrimenti la forza necessaria a sollevare le singole particelle può diventare troppo grande per le energie disponibili.

Le frazioni grossolane (sabbie e ciottoli) subiscono il trasporto sul fondo per saltazione o per rotolamento e hanno bisogno ovviamente di livelli energetici superiori, quali quelli che caratterizzano per esempio la zona infraneritica. Tuttavia esperienze di laboratorio e indagini in mare hanno dimostrato che per effetto di onde di grande altezza o nel caso di tempeste si può avere spostamento di sabbie fino a 100 m di profondità, anche in assenza di correnti subacquee.

Di importanza e significato locale sono i sedimenti a prevalente composizione piroclastica: essi caratterizzano le zone della piattaforma vicine a centri eruttivi attivi e recenti, come avviene, per esempio, nel Golfo di Napoli.

La maggior parte dei sedimenti che si depositano sulla piattaforma sono composti da minerali che provengono da rocce preesistenti, tuttavia si possono avere anche minerali autigeni e minerali residuali; entrambi assumono particolare importanza laddove l'apporto detritico è ridotto. Fra i minerali autigeni i più frequenti sono la glauconite, la fosforite, alcune cloriti, la sepiolite e l'analcime. Di importanza non trascurabile sono infine i minerali residuali quali ad esempio gli ossidi di manganese sulle superfici rocciose del substrato ove non sono coperte dalla coltre detritica.

La grande varietà di situazioni riscontrate negli ambienti sublitorali attuali fa sì che non sia stato possibile costruire dei modelli sedimentari caratteristici validi in ogni caso di sedimentazione sublitorale clastica; inoltre le continue variazioni del livello del mare verificatesi nel Quaternario hanno causato condizioni di sedimentazione del tutto diverse da quelle che caratterizzavano le ere precedenti. Anche nelle serie geologiche la distribuzione delle facies è molto variabile per cui i modelli proposti dagli Autori si adattano solo in parte alle molteplici situazioni di terreno; i casi più caratteristici sono schematizzati con due modelli sedimentari.

Il primo è noto come modello di *piattaforma gradata*; esso prevede sedimenti progressivamente più sottili via via che ci si sposta verso il largo (gradazione orizzontale) e caratterizza aree con morfologia regolarmente degradante verso il mare aperto. Vi si distinguono tre zone principali: la prima più costiera coperta da sabbie ben classate, prive di matrice e con laminazione incrociata (facies A); la seconda coperta da sabbie mal classate, con poca matrice, fossili e bioturbazione (facies B); la terza più esterna con sabbie sottili molto ricche di matrice e con notevoli esempi di bioturbazione (facies C). Esse presentano quindi i caratteri di una progressiva riduzione dell'energia meccanica.

Il secondo è detto modello di *barra sommersa* è caratteristico di aree in cui una barra sommersa separa due zone ad energia degradante. Nella parte più esterna (zona X) si hanno sedimenti pelitici laminati di tipo pelagico; nella parte intermedia corrispondente alla barra, (zona Y) sabbie generalmente grossolane e laminazione incrociata; nella zona interna (zona Z) sedimenti più sottili fino a pelitici con laminazioni incrociate, bioturbazioni e presenza di matrice; essi fanno passaggio alla facies di transizione costiere ed evaporitiche.

Le piattaforme in cui la sedimentazione organogena condiziona la distribuzione dei sedimenti sono quelle carbonatiche per le quali è determinante la presenza delle scogliere coralline e degli organismi cosiddetti "produttori"; entrambi utilizzano il bicarbonato di calcio $\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$ sciolto nell'acqua per scopi vitali trasformandolo in carbonato di calcio CaCO_3 .

Una definizione classica di scogliera è stata data da Wilson nel 1950; "una scogliera è un assieme di rocce sedimentarie, grande o piccolo che sia, composto di resti di organismi (marini o di tipo coloniale) la cui vita si svolge in prossimità della superficie dell'acqua". La scogliera si sviluppa verticalmente in proporzioni relativamente maggiori dei sedimenti

circostanti; gli organismi che l'edificano, in genere coralli, alghe calcaree, meno sovente crinoidi e briozoi, vivono su di essa e sono direttamente responsabili delle sue caratteristiche essenziali, anche morfologiche. Alla loro morte i resti rimangono per gran parte sul posto. Le scogliere tendono a svilupparsi in forma di collinette o piccole creste più o meno allungate, talora irregolari o asimmetriche. Caratteristica comune a tutte è lo sviluppo di una impalcatura rigida che non è soggetta a fenomeni di costipazione sotto il carico dei sedimenti che in seguito la ricoprono. Questa impalcatura permette, anche in ambiente fortemente agitato, che il margine della scogliera possa crescere verso l'alto e presentare lateralmente delle pendenze ben più elevate (talora addirittura verticali) di quelle che si riscontrano nei normali depositi clastici. Le scogliere sono comunemente caratterizzate dall'assenza di una stratificazione ben definita. Il diverso comportamento dei sedimenti che circondano la scogliera (in genere ben stratificati) li fa sovente chiudere a lingua sopra e intorno ad essa. A causa del suo peso i sedimenti su cui una scogliera si sviluppa possono costiparsi e deformarsi, assumendo un andamento a sinclinale. Sedimenti detritici o di precipitazione chimica possono essere dei costituenti importanti delle scogliere, dalle quali non possono essere tenuti distinti".

A questa definizione se ne sono aggiunte in seguito molte altre più o meno corrispondenti; tutte accentuano il carattere di rilievo topografico positivo della scogliera rispetto ai sedimenti coevi circostanti. Ad essa ben si applica il termine *bioerma* mentre il termine *biostroma* indica un accumulo di resti di organismi di vario tipo, anche costruttori, disposti in banchi regolari, non differenziati come spessore (e quindi privi di rilievo sul fondale al momento della deposizione) rispetto ai sedimenti circostanti.

Nella terminologia anglosassone, *reef* indica la scogliera classica, costruita da organismi e resistente ai moti del mare; *bank* indica un accumulo di resti organici che non hanno la capacità di creare strutture positive resistenti; *bioherm* e *biostrome* non indicano differenze genetiche, ma differenze di forma geometrica.

Perché una scogliera nasca e si sviluppi sono necessarie le seguenti condizioni ambientali:

- a) 1) la temperatura dell'acqua deve essere tutto l'anno superiore ai 20 °C. La solubilità del bicarbonato di calcio diminuisce all'aumentare della temperatura e gli animali a guscio calcareo estraggono con maggiore facilità il carbonato dalle acque calde;
- b) la salinità deve manifestarsi su valori medio-alti;
- c) le acque devono mantenersi sufficientemente agitate per consentire il ricambio di cibo e di ossigeno ai coralli; tale agitazione, favorita dal moto ondoso, dalle maree, dalle correnti, ecc., è di solito maggiore nei versanti esposti al mare aperto dove pertanto la barriera corallina è maggiormente sviluppata;
- d) la profondità deve essere idonea alla vita dei coralli; essa pertanto varia fra 1-2 metri e 50-60 metri;
- e) le acque devono essere limpide, prive cioè di apporti terrigeni che disturberebbero la vita dei coralli;
- f) il fondo deve essere roccioso, per sopportare il peso della struttura organogena che su fondi incoerenti tenderebbe a sprofondare;
- g) affinché l'habitat si conservi è necessario che l'area sia interessata dal fenomeno della subsidenza il quale consente il mantenimento delle condizioni ambientali idonee alla vita del corallo. È grazie alla subsidenza che si giustificano i grandi spessori raggiunti da alcune barriere coralline (per es. alle Bahamas) e accertati tramite sondaggi.

Per subsidenza si intende il processo di sprofondamento lento e costante che interessa

alcune aree di sedimentazione; esso consente la compensazione alla crescita verticale dei sedimenti, mediante un abbassamento paritetico del substrato. Questa azione reciproca fa sì che, anche in caso di notevole velocità di sedimentazione, la topografia dell'ambiente non subisca variazioni sostanziali.

12.4.2 Ambiente batiale

L'ambiente batiale è convenzionalmente compreso fra -200 e -2000 metri; tuttavia esso coincide in pratica con la scarpata continentale i cui limiti batimetrici sono molto variabili (Fig. 12.1).

La scarpata ha una pendenza media di 4-5°, è generalmente di origine tettonica ed è solcata da canyons talora molto profondi sulla cui origine sono state avanzate molte ipotesi. La scarpata continentale è sede soprattutto di processi di bassa energia; essa, infatti, non risente dei movimenti superficiali del mare (maree e moto ondoso), ma è sede soltanto di correnti di fondo che nella maggior parte dei casi hanno velocità misurate di pochi cm/sec. Le capacità erosive di tali correnti sono praticamente nulle ed esse riescono a spostare per trascinamento sul fondo limitate quantità di granuli di diametro inferiore al millimetro, con punte massime di granuli di pochissimi millimetri. Anche l'energia termica e quella luminosa sono praticamente assenti. Fanno eccezione a questo schema di bassa energia le correnti di torbida di cui si tratterà più avanti. Nel caso più generale la sedimentazione avviene solo per caduta di granuli di varia origine, sottoposti alla forza di gravità. Fra questi granuli prevalgono quelli terrigeni finissimi che oltrepassano il bordo della piattaforma continentale; nei sedimenti di scarpata inoltre, sono anche presenti materiali di origine locale, granuli eolici (di provenienza desertica), materiali organici e particelle cosmiche. L'insieme di questi materiali dà luogo alla formazione di *sedimenti emipelagici* (o emipelagiti).

La scarpata continentale viene comunemente divisa in una parte superiore, dove possono aver luogo fenomeni erosivi di distacco dei materiali sedimentati in precedenza e in una parte inferiore ove avviene la sedimentazione delle parti rimosse. È noto come la scarpata sia solcata da canyons molto simili, da un punto di vista morfologico, alle valli fluviali; infatti si tratta di depressioni col profilo trasversale a V, con un corso che può essere sinuoso e che nella parte alta è caratterizzato dalla presenza di vari tratti tributari. Anche se durante le glaciazioni pleistoceniche i sistemi fluviali continentali possono aver contribuito alla loro formazione o al loro ampliamento, si ritiene ormai che la loro genesi sia prevalentemente subacquea e legata all'azione erosiva esercitata da grandi quantità di materiale clastico incoerente che si muove lungo la scarpata soprattutto in corrispondenza delle depressioni. Si tratta di masse dotate di grande energia e quindi in grado di erodere, approfondendo le depressioni iniziali.

I sedimenti provenienti da zone di alimentazione continentale o di piattaforma, vengono convogliati nelle testate dei canyons. Quando essi non sono più in equilibrio scendono, come onde di torbidità, fino allo sbocco dei canyons nella piana abissale. Qui a causa del cambiamento di pendenza, sedimentano formando conoidi sottomarine analoghe a quelle fluviali. Per la loro formazione sono necessarie le seguenti condizioni:

- a) forte accumulo di sedimenti sulla piattaforma continentale. Esso può essere dovuto ad apporti fluviali o glaciali, a sedimentazione carbonatica di fore reef, a normali accumuli di sedimenti clastici sulla piattaforma in vicinanza della testata dei canyons sottomarini;
- b) un agente (gravitativo, meteorologico, sismico) che metta in sospensione il sedimento;

- c) una zona con pendenza al margine esterno dell'accumulo primario, tale da consentire il flusso sedimentario secondario e garantire l'accelerazione del flusso stesso;
- d) un'elevata turbolenza del fluido per mantenere in sospensione i clasti durante il movimento e quindi un'alta velocità;
- e) una zona a debole pendenza che ostacoli il movimento e favorisca la deposizione del materiale (risedimentazione).

Si tratta di condizioni che si verificano nel sistema piattaforma scarpata-piana abissale e sono particolarmente favorite dalla presenza dei canyons. Il processo dinamico si ripete tutte le volte che l'accumulo iniziale non si trova più in condizioni di stabilità (per superamento dell'angolo di riposo per cause sismiche ecc.) ed è quindi, nella maggior parte dei casi, ritmico. Attualmente molti canyon sono percorsi dalle correnti di risedimentazione con una frequenza di due anni, ma si può ritenere che in passato, quando vi erano condizioni più favorevoli, la successione dell'evento fosse più rapida. Il processo può interrompersi quando non vi sia più apporto primario di materiale; esistono infatti canyon attualmente inattivi perché il sollevamento del livello del mare concomitante con lo scioglimento dei ghiacci, ha causato l'arretramento delle linee di costa e in qualche caso un ampliamento della piattaforma tale che i detriti provenienti dal continente si accumulano più lontano dalle testate dei canyon. Il movimento lungo il canyon avviene analogamente a quello d'onda di piena dei fiumi e in qualche caso dà luogo a tracimazione dai bordi della valle sommersa, con formazione di veri e propri argini. Durante la discesa il materiale subisce una selezione di tipo gravitativo; al fronte del flusso si concentra il materiale più grossolano (generalmente sabbie, ma in qualche caso anche ciottoli) sia pure frammisto ad argilla, mentre questa costituisce la quasi totalità del carico torbido della parte posteriore della massa in movimento.

Quando la corrente torbida trova sul suo cammino una diminuzione di pendenza perde velocità e inizia la sedimentazione. Si forma un conoide del tutto simile a quelle fluviali e se il fenomeno avviene in una piana abissale sufficientemente ampia e pianeggiante la corrente, pur perdendo progressivamente velocità, può continuare ad espandersi dando luogo a depositi di facies diversa fra loro associati; essi sono funzione dei diversi momenti energetici della corrente. In condizioni favorevoli la conoide può raggiungere dimensioni enormi: attualmente la più grande conoide sottomarina esistente è quella del Gange-Bengala che ha uno spessore massimo di 12.000 metri ed un'estensione lineare di circa 2.500 km.

Una prova dell'esistenza delle correnti di torbida in tempi recenti si è avuta come conseguenza del terremoto di Terranova nel 1929. In questa occasione una massa di materiale clastico incoerente si staccò nella zona dell'epicentro e precipitò nella sottostante piana abissale dando luogo a una corrente di torbida la cui velocità potrà essere calcolata sulla base delle interruzioni che si verificarono in tempi successivi nei cavi telefonici via via che venivano investiti dalla corrente di torbida. Fu così stabilito che la corrente raggiunse una velocità massima di 55 nodi; essa decrebbe rapidamente fino a pochi nodi appena raggiunse la piana abissale.

12.4.3 Ambiente abissale

Si tratta del più esteso ambiente sedimentario terrestre; esso è caratterizzato da basse temperature (di poco superiori a 0 °C), da totale mancanza di luce e in genere da basse energie. Il limite batimetrico con l'ambiente batiale è posto per convenzione a -2000 m, ma in realtà il passaggio fra scarpata continentale e piana abissale è segnato dal cambiamento

di pendio fra questi due elementi morfologici; tale cambiamento si verifica a profondità diverse da zona a zona.

L'ambiente abissale è caratterizzato in prevalenza da superfici piatte e circa orizzontali, estese a volte molte centinaia di km²; esse sono bordate da rilievi sottomarini (seamounts, colline e dorsali sottomarine ecc.) e da depressioni (zone di frattura, fosse oceaniche, ecc.) che delimitano bacini sedimentari diversi. Le ricerche oceanografiche, sempre più diffuse, hanno mostrato tuttavia come le piane sottomarine siano più accidentate di quanto non si supponesse in passato. Pur rappresentando ancora le superfici piatte più estese della Terra, esse presentano elementi morfologici (rilievi e canali) che ne interrompono l'uniformità o viceversa che mettono in comunicazione piane diverse.

Recenti registrazioni batimetriche hanno segnalato la presenza sul fondo di grandi ondulazioni sabbiose che testimoniano l'esistenza di correnti trattive dotate di grande energia; inoltre riprese fotografiche subacquee hanno messo in luce anche la presenza di ripple mark riferibili a correnti di minor intensità, ma comunque eccezionali per un ambiente a bassa energia quale è generalmente considerato quello batiale. Tuttavia anche in questo ambiente sono state misurate correnti acquee con velocità di qualche cm/sec; le massime finora note superano i 5 cm/sec.

I depositi tipici delle piane abissali sono:

- a) i sedimenti torbiditici e in particolare quelli distali ossia quelli più fini, che si estendono talora per centinaia di km;
- b) le emipelagiti che pur intercalandosi alle torbiditi come già avveniva nell'ambiente batiale, tendono ora a diventare prevalenti come spessore e come frequenza;
- c) i sedimenti pelagici, formati almeno per il 70% da materie in sospensione o in soluzione, precipitato per via meccanica o per via chimica;
- d) i sedimenti piroclastici accumulati in seguito ad esplosioni vulcaniche sia subacquee che subaeree;
- e) le polveri cosmiche che pur cadendo con uniformità sulla superficie terrestre sono più facilmente rilevabili nei sedimenti di mare profondo a causa della loro bassa velocità di accumulo.

Sedimenti emipelagici

Le emipelagiti (o sedimenti emipelagici) sono formate da fanghi che provengono in parte (<70%) dalla sedimentazione autoctona sia organica che inorganica e in parte da materiali di origine strettamente continentale. Si depositano in aree relativamente vicine alle terre emerse (in genere a meno di 500 km) e la loro presenza è indipendente dalla profondità dell'ambiente. Oltre alle frazioni siltosa, argillosa e biogena possono contenere minerali autigeni quali pirite, cloriti, glauconite, ossidi, idrossidi e solfuri di ferro. Siltiti, marne e argilliti sono talora il prodotto della sedimentazione emipelagica.

Sedimenti pelagici

Vengono compresi in questa famiglia tutti i sedimenti la cui composizione è dovuta soprattutto (>70%) a precipitazione di sostanze presenti in sospensione (organiche ed inorganiche) o in soluzione (inorganiche) nell'acqua marina. I sedimenti pelagici sono rappresentati da fanghi calcarei e silicei con abbondante componente biogena e da fanghi sterili.

I fondi oceanici coperti da fanghi calcarei sono presenti soltanto in aree con caratteristiche ben precise, perché è noto che la sedimentazione del CaCO_3 è condizionata da fattori locali (organismi produttori, quantità di CO_2 disciolta nell'acqua, temperatura) e dalla profondità. Infatti al di sotto di una certa batimetria il carbonato di calcio eventualmente presente resta in soluzione senza precipitare per nessun valore della concentrazione; esso manca pertanto nella composizione dei sedimenti molto profondi. La profondità alla quale il carbonato di calcio resta in soluzione nelle acque marine è detto *livello di compensazione*; essa varia fra i 4000 e i 5000 metri in funzione delle condizioni locali. I fanghi calcarei diagenizzati danno luogo ai calcari e ai calcari marnosi pelagici, il cui riconoscimento è possibile soprattutto su basi faunistiche.

Nei fondali coperti da fanghi silicei la frazione silicatica è di origine biogena. Si tratta di fanghi a diatomee e di fanghi a Radiolari. I primi, caratteristici delle zone fredde (di alta latitudine), si rinvencono a profondità non superiori ai 6000 m mentre i secondi, presenti nelle zone tropicali, sedimentano fino a 8000 m circa. Una volta diagenizzati questi fanghi danno luogo a radiolariti, diatomiti e a selci.

Le argille rosse o brune sedimentano a profondità superiori ai 4500 m e sono presenti anche nelle fosse oceaniche. Sono formate da minerali argillosi, ossidi di ferro, ecc.; nella base diagenetica possono arricchirsi di manganese e zeoliti.

I sedimenti piroclastici provengono da eruzioni vulcaniche e presentano granulometria molto variabile, in funzione della distanza dal centro eruttivo. In ambiente marino possono avere vari gradi di alterazione.

12.4.4 Ambiente adale

È quello delle fosse oceaniche, lunghe e strette depressioni e versanti ripidissimi; con profondità diverse esse bordano in alcuni punti i tre oceani principali. I sedimenti più caratteristici sono le già citate argille rosse o brune, ma trattandosi di un ambiente privo di energia costituisce una trappola sedimentaria in cui possono depositarsi anche sedimenti grossolani di provenienza continentale.

Bibliografia

Sono riportati i riferimenti bibliografici citati nel testo e altri riferimenti a libri di interesse per approfondire gli argomenti trattati.

- BOGGS S. (1995) - *Principles of Sedimentology and Stratigraphy*. Prentice Hall, 662 pp.
- BOSELLINI A., MUTTI E. & RICCI LUCCHI F. (1989) - *Rocce e Successioni Sedimentarie*. UTET, Torino, 395 pp.
- COE A.L. (2010) - *Geological Field Techniques*. Wiley-Blackwell, 323 pp.
- COMMISSIONE ITALIANA DI STRATIGRAFIA DELLA SOCIETÀ GEOLOGICA ITALIANA (2003) - *Guida Italiana alla Classificazione e alla Terminologia Stratigrafica*, Quaderni serie III, vol. 9. Servizio Geologico d'Italia, Roma, 156 pp.
- D'ARGENIO B., INNOCENTI F. & SASSI F.P. (1994) - *Introduzione allo Studio delle Rocce*. UTET, Torino, 162 pp.
- DUNHAM R.J. (1962) - *Classification of carbonate rocks according to depositional texture*. In: W.E. HAM (Ed.), *Classification of Carbonate Rocks*, Memoir, vol. 1, pp. 108–121. American Association of Petroleum Geologists, Tulsa.
- EINSELE G. (2000) - *Sedimentary Basins*. Springer Verlag, 628 pp.
- FOLK R.L. (1959) - *Practical petrographic classification of limestones*. American Association of Petroleum Geologists Bulletin, 43 (1), 1–38.
- FOLK R.L. (1962) - *Spectral subdivision of limestone types*. In: W.E. HAM (Ed.), *Classification of Carbonate Rocks - A Symposium*, AAPG Memoir, vol. 1, pp. 62–84. American Association of Petroleum Geologists, Tulsa.
- GUEGUEN E., DOGLIONI C. & FERNANDEZ M. (1998) - *On the post-25 Ma geodynamic evolution of the western Mediterranean*. Tectonophysics, 298 (1-3), 259–269.
- LEEDER M.R. (1982) - *Sedimentology: Process and Product*. Chapman & Hall, 344 pp.
- MARCHANT R.H. & STAMPFLI G.M. (1997) - *Subduction of continental crust in the Western Alps*. Tectonophysics, 269 (3-4), 217–235.
- NICHOLS G. (2009) - *Sedimentology and Stratigraphy*. Wiley-Blackwell, 419 pp.
- OBERHÄNSLI R. (2004) - *Metamorphic structure of the Alps. Explanatory notes to the 1:1000,000 map*. Mitteilungen der Österreichischen Mineralogischen Gesellschaft, 149, 115–226.
- PETTIJOHN F.J. (1983) - *Sedimentary Rocks*. Harpercollins, 628 pp.
- SALVADOR A. (1994) - *International Stratigraphic Guide. A Guide to Stratigraphic Classification, Terminology, and Procedure*. International Union of Geological Sciences, Geological Society of America, Boulder, 214 pp.
- SCHMID S.M., FÜGENSCHUH B., KISSLING E. & SCHUSTER R. (2004) - *Tectonic map and overall architecture of the Alpine orogen*. Eclogae geologicae Helvetiae, 97 (1), 93–117.
- STAMPFLI G.M., MOSAR J., MARQUER D., MARCHANT R., BAUDIN T. & BOREL G. (1998) - *Subduction and obduction processes in the Swiss Alps*. Tectonophysics, 296 (1-2), 159–204.
- TUCKER M.E. (1996) - *Rocce Sedimentarie. Guida alla descrizione sugli affioramenti rocciosi*. Dario Flaccovio Editore, Palermo, 131 pp.
- TUCKER M.E. (2010) - *Geologia del Sedimentario*. Dario Flaccovio Editore, Palermo, 384 pp.

WALTHER J. (1894) - *Einleitung in die Geologie als historische Wissenschaft. Band 3: Lithogenesis der Gegenwart.*
Verlag von Gustav Fischer, Jena, 535–1055 pp.

Appendici

A

Diagrammi ternari

La classificazione delle rocce fa ampio uso di diagrammi ternari (o triangolari), un modo pratico per rappresentare in due dimensioni con un punto le relative percentuali di tre componenti che costituiscono una roccia. Vediamo come vengono rappresentati i dati in un diagramma ternario. Un diagramma ternario è un triangolo equilatero in cui ai vertici sono riportati i tre componenti (minerali, ecc.) su cui si basa la classificazione di una roccia, es. i componenti A, B, C.

Se consideriamo il singolo componente A, nella Fig. A.1a vediamo che il punto A è all'apice di una linea con la freccia che parte dal lato opposto del triangolo. Lungo questa linea sono indicate le percentuali di A. Un punto lungo la linea in prossimità di A (punta della freccia) indica una percentuale del componente A del 100%, un punto dalla parte opposta indica lo 0% di A. Ogni altra percentuale di A tra 0% e 100% è rappresentata da punti posti lungo la linea. Linee orizzontali parallele al lato opposto ad A rappresentano quindi uguali percentuali di A, nell'esempio di Fig. A.1a sul lato destro del diagramma sono indicate le percentuali di A. Per quanto riguarda il componente B si opera nello stesso modo. Poiché B è nell'angolo sinistro del diagramma (Fig. A.1b), tutte le linee sono ruotate di 120° in senso antiorario. Anche le percentuali del componente B riportate a lato del triangolo risultano ruotate. Lo stesso vale per il componente C nell'angolo destro del triangolo.

Riportando le linee di uguale percentuale per tutti i tre componenti si ottiene il triangolo di Fig. A.2a. Un punto sul diagramma ternario rappresenterà quindi le tre percentuali dei

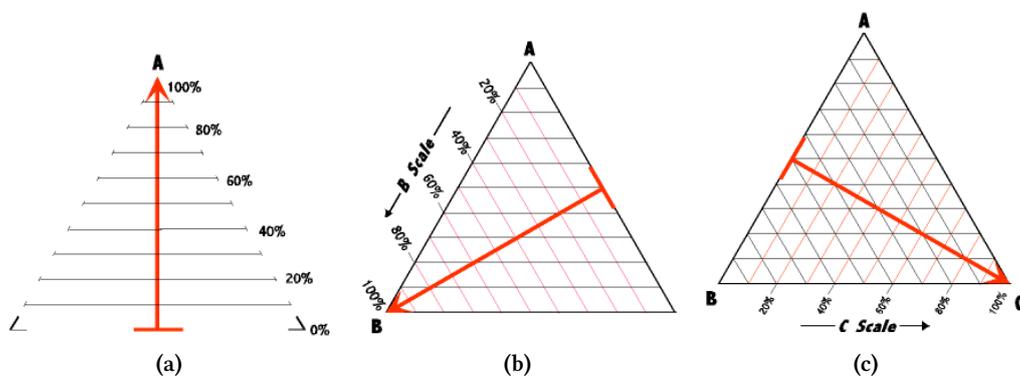


Figura A.1 Costruzione di diagrammi ternari.

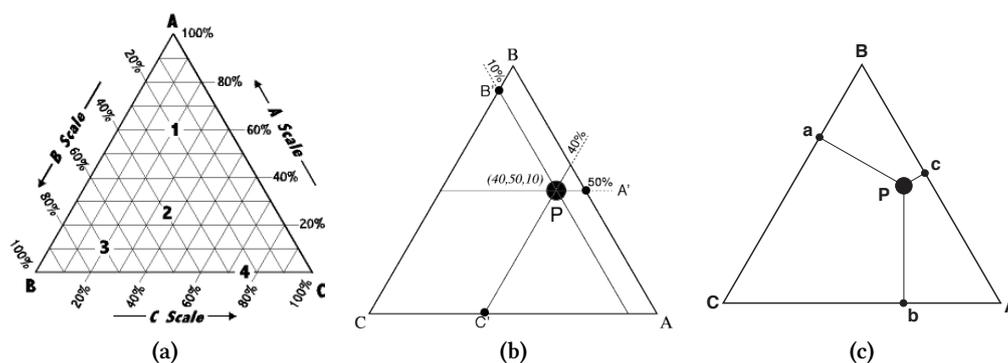


Figura A.2 Esempi di diagrammi ternari. (a) Diagramma con griglia, le percentuali per i punti 1, 2, 3 e 4 sono riportati in Tab. A.1. (b) Diagramma senza griglia. (c) Rappresentazione delle componenti percentuali del punto P.

Tabella A.1 Percentuali per i punti 1, 2, 3 e 4 di Fig. A.2a.

Punti	A	B	C
1	60%	20%	20%
2	25%	40%	35%
3	10%	70%	20%
4	0%	25%	75%

tre componenti A, B e C. La somma delle tre percentuali è ovviamente 100. Come esempio la Tab. A.1 riporta le percentuali relative dei componenti A, B e C per i punti da 1 a 4 di Fig. A.2a. Solitamente però per semplicità nei diagrammi ternari non è riportato il reticolo e le percentuali come in Fig. A.2a, nella maggior parte dei casi sono riportati solo i componenti ai vertici. Se vogliamo calcolare le percentuali relative per i componenti A, B e C per il punto P in Fig. A.2b bisogna operare nel seguente modo.

- Tracciare le tre linee parallele ai tre lati del triangolo che passano per il punto P.
- Per determinare la percentuale del componente A si considera la linea parallela al lato CB, questa linea interseca il triangolo nel punto C'. La percentuale di A è data da: $\frac{CC'}{AC} \times 100$.
- Per determinare la percentuale del componente B si considera la linea parallela al lato AC, questa linea interseca il triangolo nel punto A'. La percentuale di B è data da: $\frac{AA'}{AB} \times 100$.
- Per determinare la percentuale del componente C si considera la linea parallela al lato AB, questa linea interseca il triangolo nel punto B'. La percentuale di A è data da: $\frac{BB'}{BC} \times 100$.
-

Sulla base di quanto detto finora, il contenuto percentuale di ogni componente relativo ad un punto (es. il punto P in Fig. A.2c) può anche essere definito dalla distanza del punto al lato opposto al vertice del componente. Per esempio, sempre riferendoci alla Fig. A.2c, la percentuale del componente B in una roccia definita dal punto P, è data dalla distanza Pb, la percentuale del componente C dalla distanza Pc, la percentuale del componente A dalla distanza Pa.

Riassumendo:

- le composizioni i cui punti cadono nei vertici sono prive dei restanti due componenti;

- le composizioni che cadono su uno dei tre lati del triangolo, mancano del componente relativo al vertice opposto;
- le composizioni che cadono all'interno del triangolo sono costituite da tutti i tre componenti, con percentuali relative tra loro che possono essere determinate come illustrato in Fig. A.2b o in figura Fig. A.2c.

B

Evoluzione delle placche nell'area mediterranea

In questo capitolo viene illustrata, in modo molto schematico, l'evoluzione delle placche nell'area mediterranea. Questa ricostruzione è basata su articoli e carte pubblicate da vari ricercatori (GUEGUEN *et alii*, 1998; MARCHANT & STAMPFLI, 1997; OBERHÄNSLI, 2004; SCHMID *et alii*, 2004; STAMPFLI *et alii*, 1998), è importante ricordare che questa è solo una delle possibili ricostruzioni possibili, in quanto per alcuni periodi geologici vi sono interpretazioni molto differenti tra loro a seconda dei vari Autori. Illustrando i movimenti delle placche spesso sono usate frasi come “..movimento verso est..., ecc.”, questi riferimenti geografici sono relativi alle singole figure e non hanno significato assoluto.

Paleozoico

Alla fine del Paleozoico le aree che oggi formano l'Europa e l'Africa settentrionale erano saldate assieme e formavano un'unica placca continentale detta *Pangea* (Fig. B.1). Un'area oceanica era compresa all'interno della *Pangea* ed è chiamata *Paleotetide*.

Successivamente inizia ad aprirsi una dorsale medio-oceanica e un'area oceanica nella parte centro- meridionale del *Pangea*, detta *Neotetide* (Fig. B.2). Nell'area italiana questa area oceanica viene a formarsi tra la Sicilia e la Puglia. L'apertura della *Neotetide* induce ad un movimento verso nord della *Paleotetide* e la sua subduzione verso nord al di sotto del *Pangea*.

Mesozoico

All'inizio del Mesozoico continua l'apertura della *Neotetide* accompagnata nell'Europa centroorientale dalla formazione di un oceano (Oceano Vardar, Va in Fig. B.3) i cui resti oggi si ritrovano nelle Alpi orientali, Dinaridi e Carpazi. L'apertura della *Neotetide* ha portato alla quasi completa subduzione della *Paleotetide*. Successivamente la continua estensione della *Neotetide* ha portato alla completa subduzione della *Paleotetide* (Fig. B.4). L'area oceanica della *Neotetide* è interessata da faglie trascorrenti.

Nel Giurassico un importantissimo evento avviene nell'area dell'Oceano Atlantico. Il movimento di separazione delle placche nell'area atlantica porta alla formazione del Africa, dell'America meridionale e alla conseguente apertura dell'Oceano Atlantico meridionale e

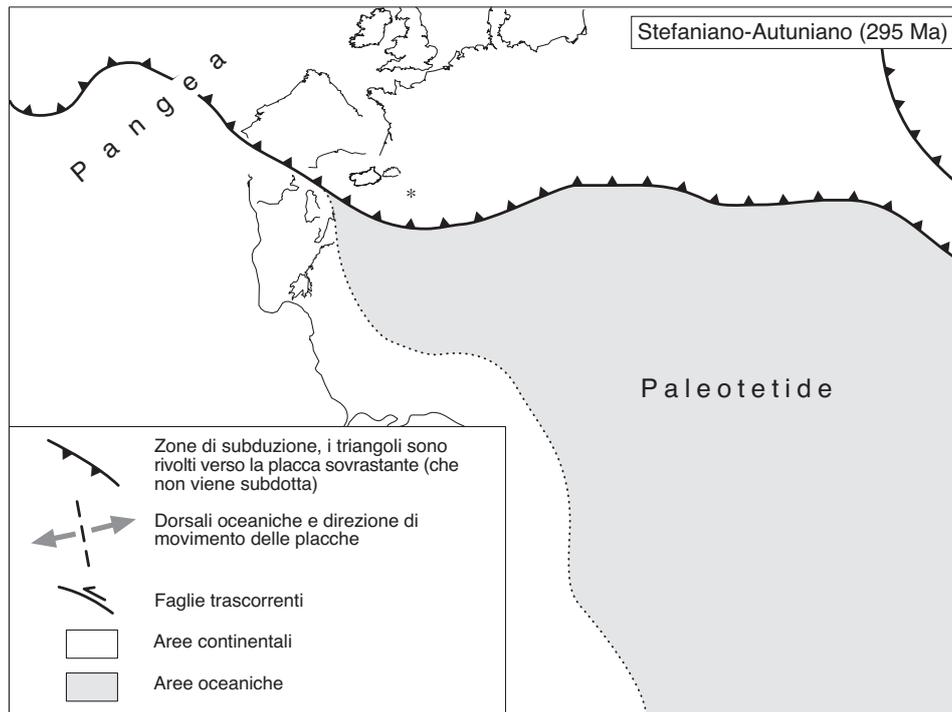


Figura B.1 Ricostruzione delle placche al limite Stefaniano-Autuniano. L'asterisco indica, in questa carta e in quelle successive, approssimativamente la posizione della Toscana. Per facilitare la lettura di queste carte sono riportate le attuali linee di costa.

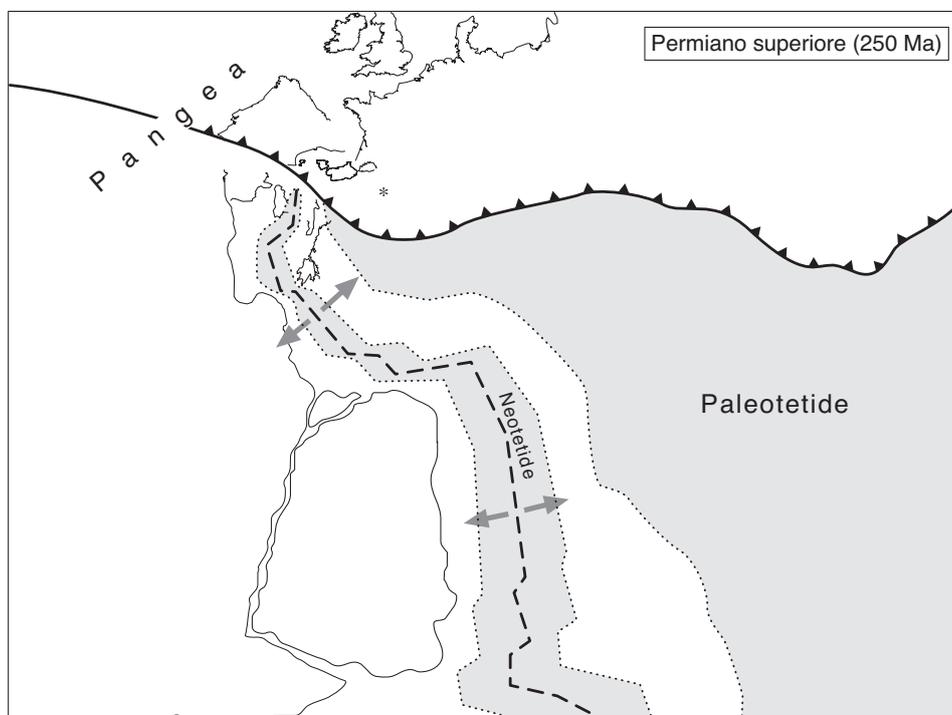


Figura B.2 Ricostruzione delle placche al Permiano superiore.

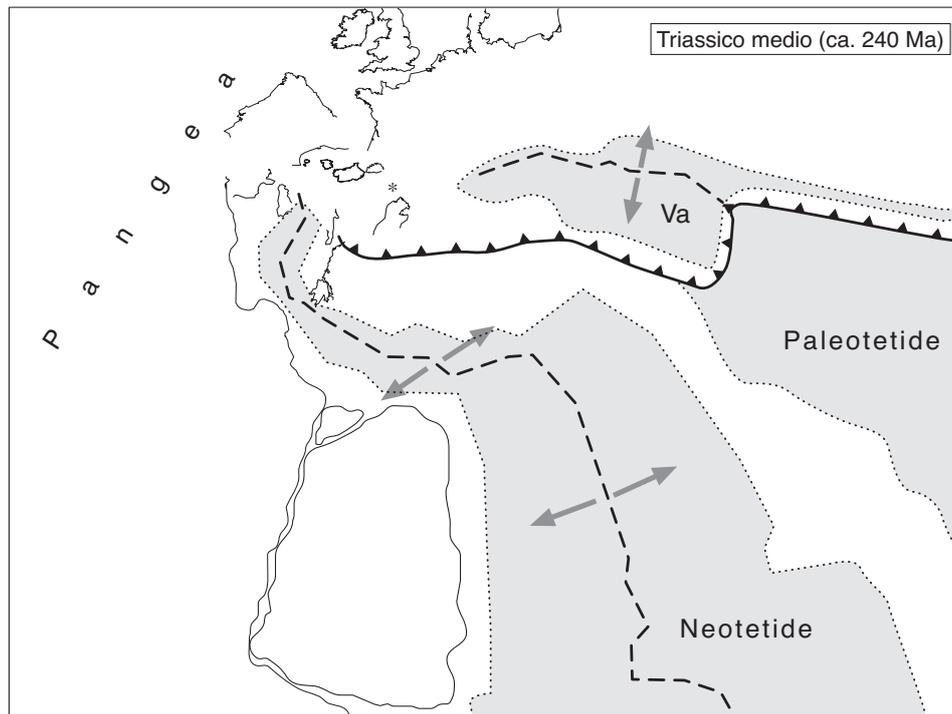


Figura B.3 Ricostruzione delle placche al Triassico medio.

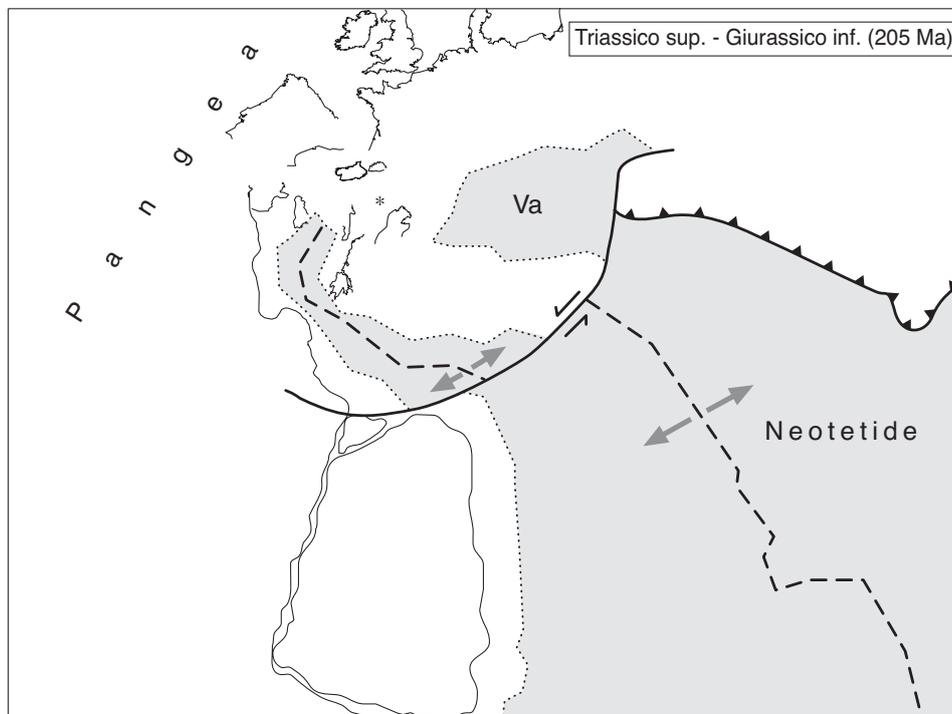


Figura B.4 Ricostruzione delle placche al limite Triassico superiore-Giurassico inferiore.

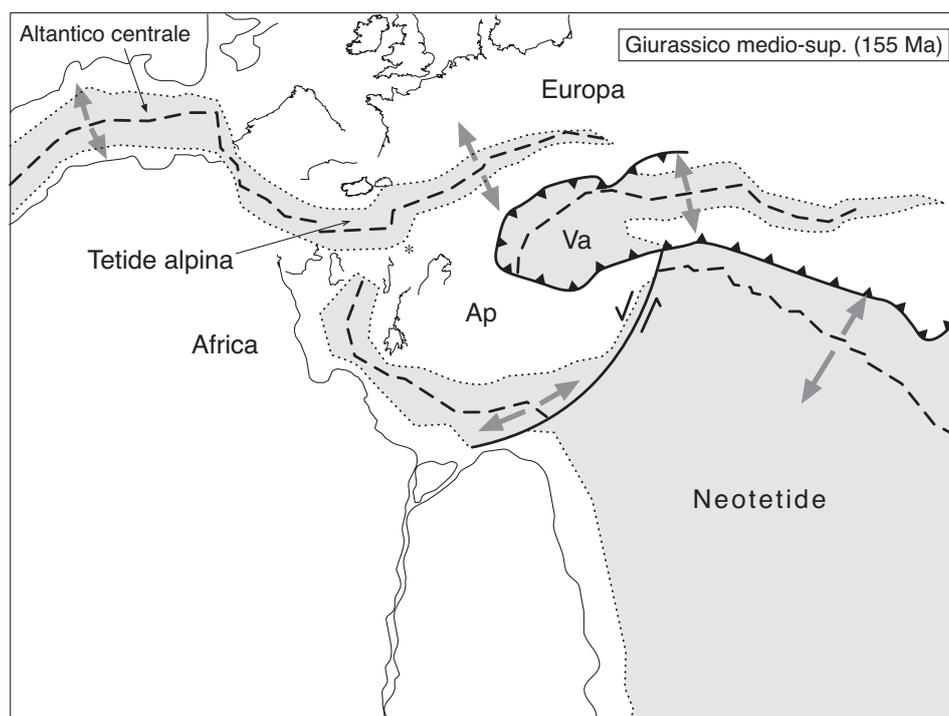


Figura B.5 Ricostruzione delle placche al limite Giurassico medio-superiore (Calloviano-Oxfordiano).

centrale (Fig. B.5). L'area oceanica che si forma è detta *Tetide alpina* (o più semplicemente *Tetide*, oppure *Oceano ligure-piemontese*), le rocce vulcaniche che si formano lungo la dorsale oceanica costituiscono le ofioliti che oggi ritroviamo nelle Alpi e nell'Appennino settentrionale.

La Tetide alpina ha in Fig. B.5 un andamento circa est-ovest. A partire quindi dal Giurassico è possibile individuare un continente a nord della Tetide alpina, chiamato Europa, e un continente a sud della Tetide alpina, chiamato Africa. La formazione di questo oceano è molto importante in quanto da questo momento avremo una differenza nelle successioni stratigrafiche fra le aree del centro Europa e quelle dell'Europa meridionale. Si noti che Spagna, Sardegna, Corsica, Calabria e Sicilia settentrionale appartengono al continente europeo, mentre Sicilia centro-meridionale, Tunisia, Africa settentrionale, appartengono al continente africano. Guardando più in dettaglio la Fig. B.5 si vede che esiste una parte del continente africano che si trova a sud della Tetide alpina e nord della Neotetide (AP in Fig. B.5), quest'area è indicata con i nomi di *Placca Apula*, *Microcontinente apulo*, "*Promontorio*" *apulo*, ecc. A quest'area continentale appartengono la Toscana, l'Appennino settentrionale, le Alpi meridionali e orientali, le Dinaridi, la Grecia, ecc.

Nel Cretaceo (Fig. B.7) i movimenti di allontanamento tra l'Europa settentrionale e l'America settentrionale provocano l'apertura dell'Atlantico settentrionale. La Tetide alpina cessa di aprirsi e la formazione di nuova crosta oceanica lungo la dorsale medio-oceanica avviene tra la Spagna e l'America settentrionale. Si individua a questo punto un'area continentale isolata tra la dorsale medio-oceanica e la Tetide alpina che in precedenza faceva parte del continente europeo, quest'area è detta *Brianzonese* (Br in Fig. B.7) (o *Placca iberica*) e comprende la Spagna, la Sardegna e la Corsica. Il Brianzonese è limitato verso nord-est da una nuova area oceanica, l'*Oceano vallesano* (Vs in Fig. B.7).

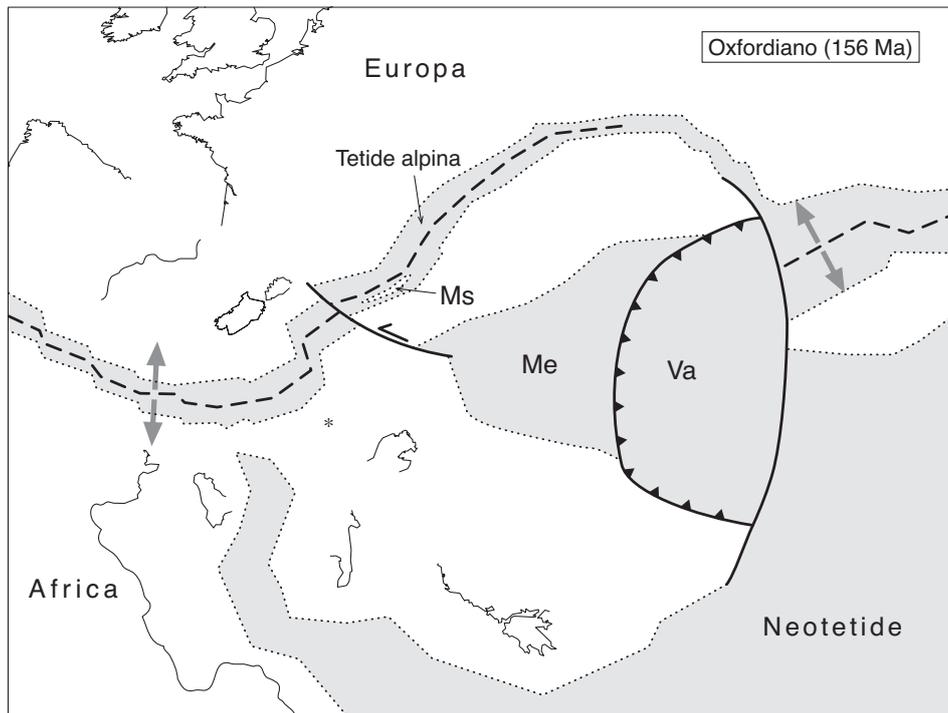


Figura B.6 Ricostruzione delle placche al Giurassico superiore (Oxfordiano).

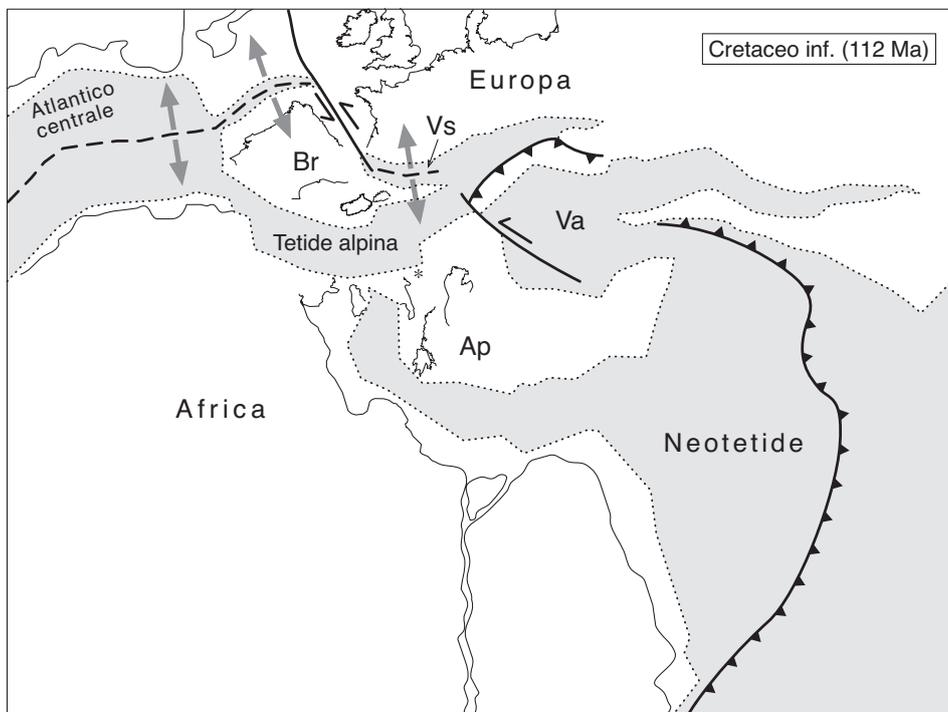


Figura B.7 Ricostruzione delle placche al Cretaceo inferiore (Aptiano).

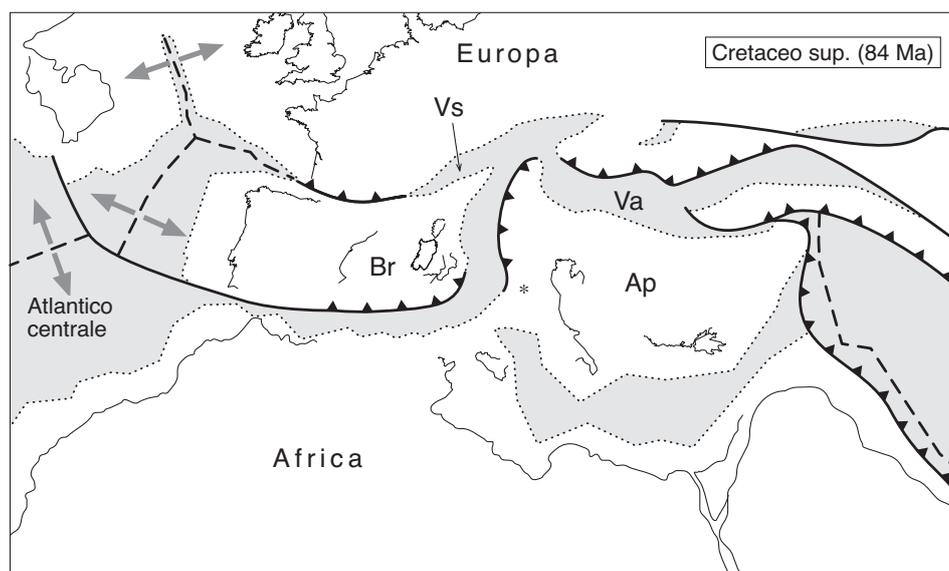


Figura B.8 Ricostruzione delle placche al Cretaceo superiore.

Durante il Cretaceo si ha subduzione verso est della Tetide alpina al di sotto della placca apula (Fig. B.8).

Terziario

Successivamente tra la fine del Mesozoico e l'inizio del Terziario (Fig. B.9) continua l'apertura dell'Oceano atlantico centrale e settentrionale e il relativo allontanamento di Europa e America settentrionale. Il movimento dell'Europa verso est ha importanti ripercussioni nell'organizzazione delle placche nell'area mediterranea. Come conseguenza di questo si ha:

- a) movimento verso est del Brianzonese e della Tetide alpina;
- b) parte della Tetide alpina viene subdotta verso est al di sotto della placca apula (fasi tettoniche cretacee e paleogene nelle Alpi e nelle unità liguri dell'Appennino settentrionale);
- c) parte della Tetide alpina viene subdotta verso nord al di sotto della placca iberica (Brianzonese);
- d) chiusura dell'oceano del Vardar.

Continuando l'apertura dell'Atlantico settentrionale continua anche il movimento della placca brianzonese verso est, accompagnata a però anche da un movimento dell'Europa centro-settentrionale verso sud (Fig. B.10). A questo punto si ha la collisione continentale del Brianzonese con la Placca apula, con la quasi completa chiusura della Tetide alpina e lo sviluppo delle più importanti fasi deformative nelle Alpi, nell'Appennino settentrionale, nei Pirenei, nei Carpazi e nelle Dinaridi. Nell'Appennino si ha la messa in posto della Falda toscana e il metamorfismo della Successione toscana metamorfica (Alpi apuane, ecc.). In corrispondenza del margine meridionale del Brianzonese si ha subduzione della Tetide alpina verso nord e nord-est al di sotto della Spagna.

Durante il Terziario nell'area tirrenica si assiste alla progressiva migrazione verso est della zona di subduzione che porta la placca apula al di sotto del Brianzonese (Fig. B.11). La

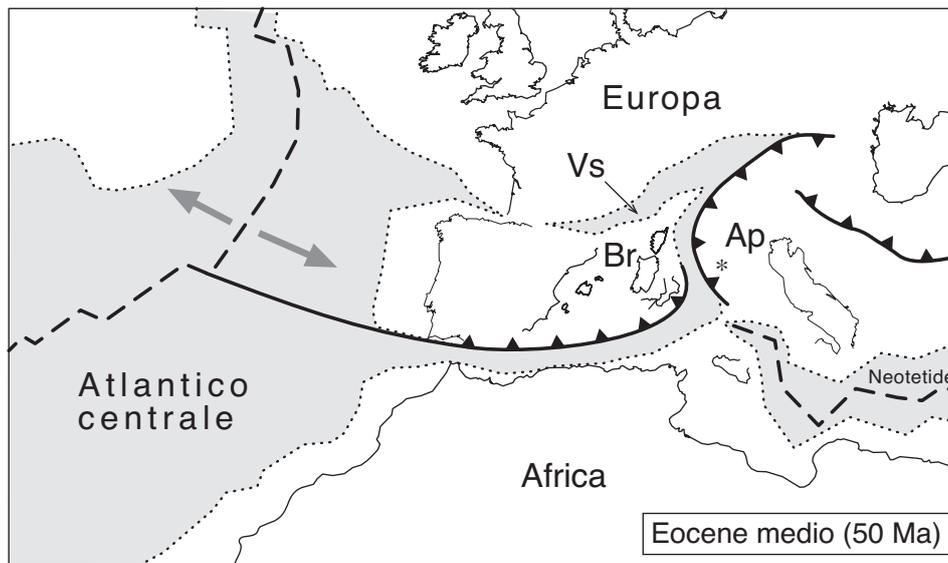


Figura B.9 Ricostruzione delle placche all'Eocene medio.

migrazione verso est della subduzione è accompagnata da estensione che porta:

- alla separazione della Sardegna, Corsica, Calabria e Sicilia settentrionale dalla Spagna;
- alla formazione di un'area oceanica tra la Sardegna-Corsica e la Spagna, detta *Bacino algero-provenzale* (Bp in Fig. B.11);
- alcune aree (es. Toscana) non sono più interessate da una tettonica compressiva. Se si osserva la Fig. B.10 si vede che la Toscana (asterisco) è in posizione esterna rispetto alla zona di subduzione, successivamente viene interessata dalla tettonica compressiva e in seguito (Fig. B.11, Fig. B.12) si trova in zona di retropaese e viene interessata da estensione.

La Fig. B.13 mostra i principali lineamenti attuali dell'area tirrenica, con indicate le zone di subduzione attualmente attive e le aree interessate da estensione. Dalla figura si vede come:

- la zona di subduzione sia ulteriormente migrata verso est, interessando tutta la penisola italiana;
- questa migrazione ha prodotto estensione nell'area tirrenica, con l'apertura di un'area oceanica (Mar Tirreno);
- l'apertura del Mar Tirreno ha portato alla formazione del Blocco sardo-corso, cioè ha isolato un frammento di crosta continentale europea tra due aree oceaniche;
- la migrazione verso est ha portato all'inserimento di crosta europea (Calabria e Sicilia settentrionale) tra aree continentali appartenenti alla Placca apula (Puglia) alla Placca continentale africana.

In Fig. B.14 sono invece riportati i principali lineamenti tettonici in Italia e nelle aree limitrofe e sono indicate le varie regioni geologiche.

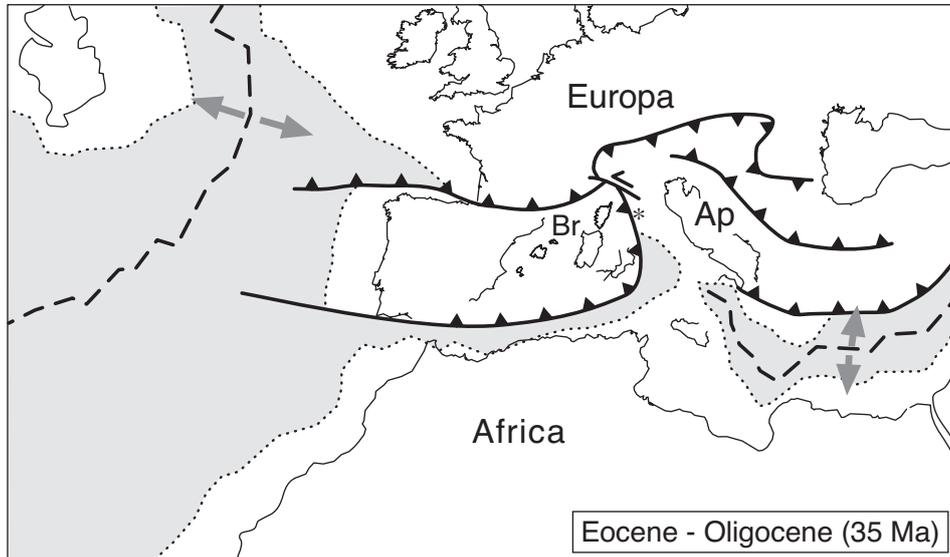


Figura B.10 Ricostruzione delle placche al limite Eocene-Oligocene.

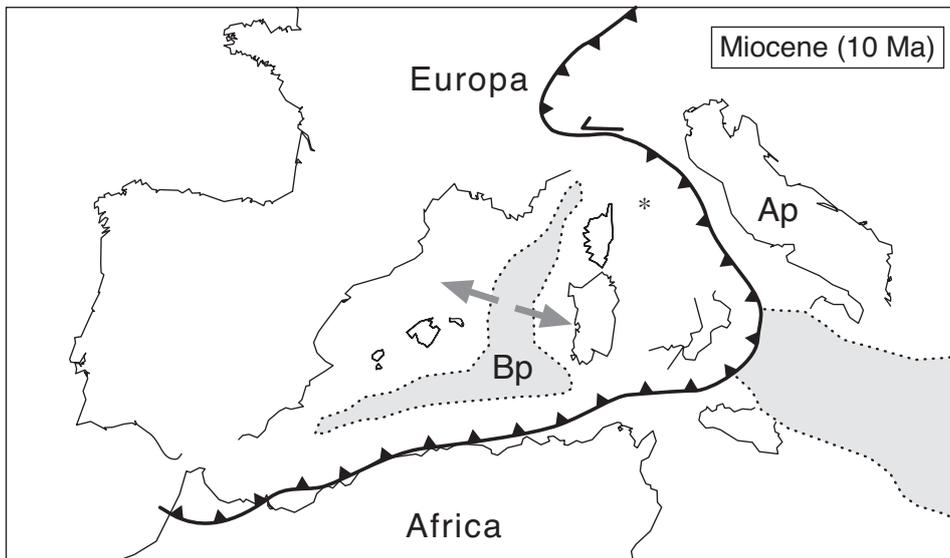


Figura B.11 Ricostruzione delle placche al Miocene.

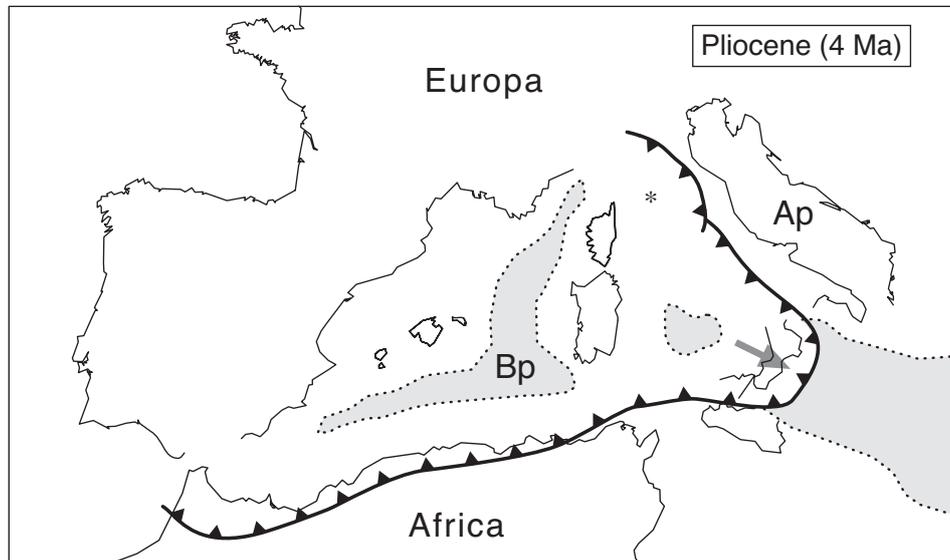


Figura B.12 Ricostruzione al Pliocene.

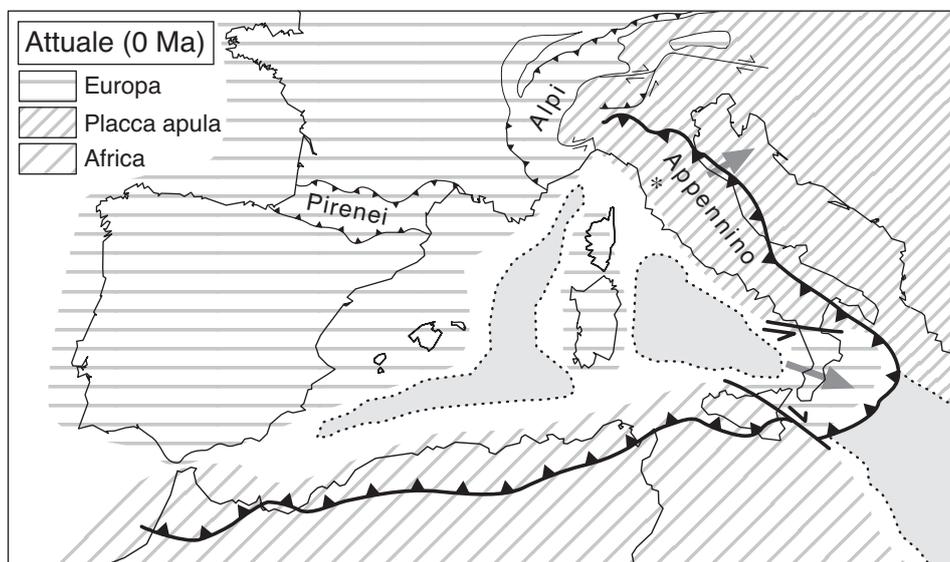


Figura B.13 Attuale organizzazione delle placche nell'area tirrenica. In questa figura viene indicato come "Europa" la Placca europea, il Brianzone (Alpi), il Blocco sardo-corso e i resti della Tetide alpina nelle Alpi.

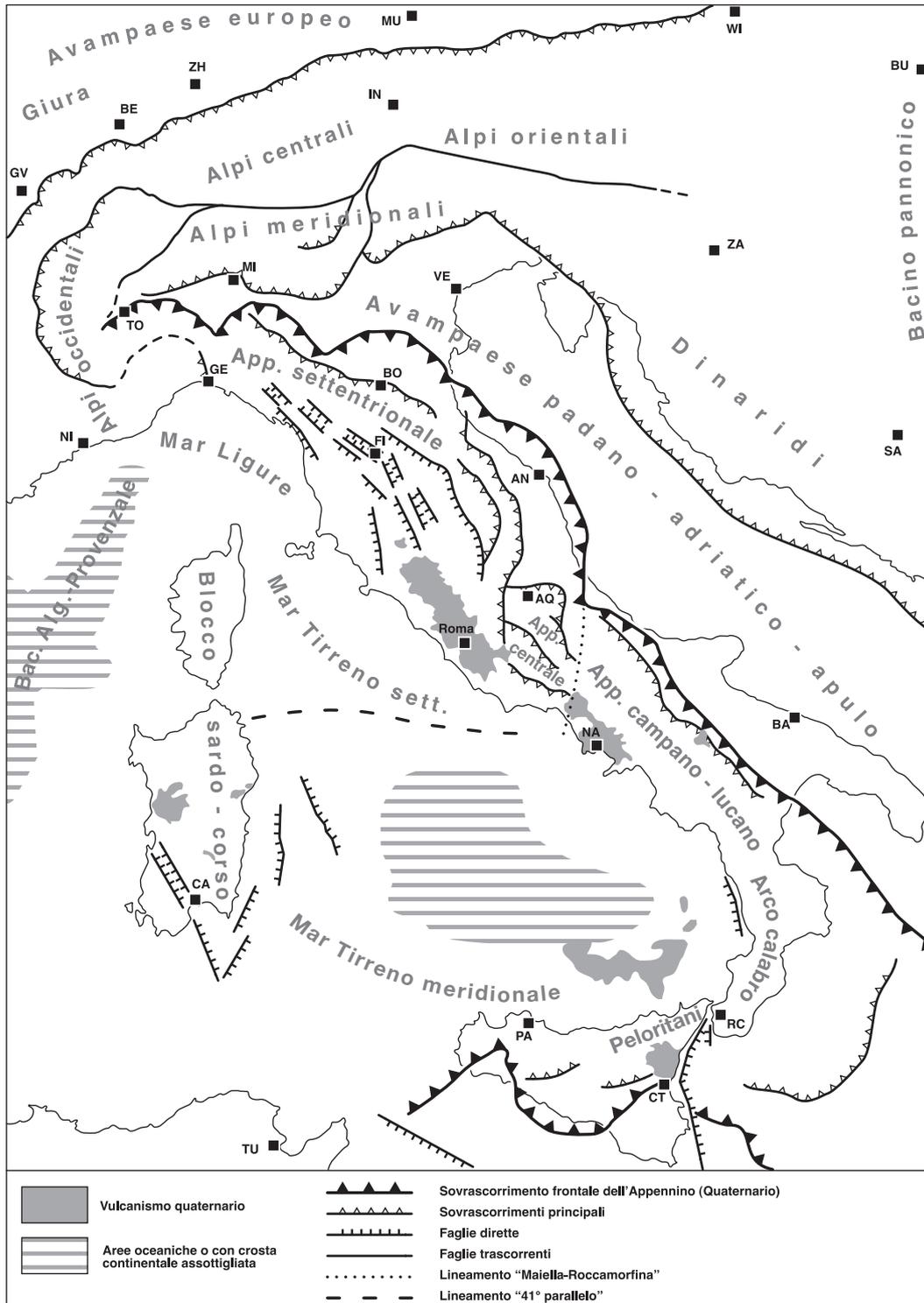


Figura B.14 Principali lineamenti tettonici della Penisola italiana.