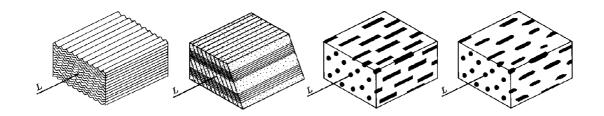


Centro di Geotecnologie Università di Siena Via Vetri Vecchi 34 52027 - San Giovanni Valdarno (AR)

Geologia II Strutture geologiche



Paolo Conti

Università di Siena - conti@unisi.it

Corso: Geologia II Modulo: Geologia II Anno Accademico: 2006-2007 Data: Aprile 2007

Queste dispense sono destinate agli studenti del Centro di Geotecnologie dell'Università di Siena, San Giovanni Valdarno, Arezzo.

ESSE HANNO SOLO UNO SCOPO DIDATTICO, VENGONO DISTRIBUITE GRATUITAMENTE E NON POSSONO ASSOLUTAMENTE ESSERE MESSE IN VENDITA SOTTO QUALSIASI FORMA.

Le dispense sono impaginate in modo da essere stampate (o fotocopiate) su fronte e retro di un foglio in formato A4. I titoli dei capitoli sono sempre su pagine destre; per mantenere questa impaginazione talvolta è stato necessario l'inserimento di pagine bianche.

Sommario

1	Fratture e giunti												
	1.1	Introduzione											
	1.2	Sistemi di giunti											
	1.3	Origine dei giunti											
2	Fagl	ie											
	2.1	Definizioni e tipi di faglie											
	2.2	Faglie dirette											
	2.3	Faglie inverse e sovrascorrimenti											
	2.4	Faglie trascorrenti											
3	Pieg	he											
	3.1	Geometria ed elementi di una piega											
	3.2	Classificazione											
	3.3	Sistemi di pieghe											
	3.4	Pieghe in tre dimensioni											
	3.5	Meccanismi di piegamento											
		3.5.1 Pieghe per flessione											
		3.5.2 Pieghe passive											
4	Zone	e di taglio											
	4.1	Caratteri generali											
	4.2	Strutture in zone di taglio											
5	Folia	nzioni											
	5.1	Introduzione											
	5.2	Clivaggio ardesiaco (slaty cleavage)											
	5.3	Clivaggio di crenulazione											
	5.4	Clivaggio di dissoluzione											
	5.5	Clivaggio di frattura											
	5.6	Scistosità											
	5.7	Scistosità gneissica											
	5.8	Rapporti foliazioni-pieghe											
	5.9	Trasposizione											
6	Line	azioni											
	6.1	Strie											
	6.2	Lineazioni di crenulazione											
	6.3	Lineazioni di intersezione											
	6.4	Lineazioni mineralogiche											
	6.5	Lineazioni di estensione											

7	Diap	piri	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	57
8	Stru																				59	
	8.1	Meteoriti																				59
	8.2	Crateri da impatto																				60
9	Bibliografia																					61

1 Fratture e giunti

1.1 Introduzione

Frattura è un termine generale per indicare una superficie lungo cui un materiale ha perso di continuità, in geologia si intende una qualsiasi discontinuità su cui la coesione della roccia è nulla. Fratture possono avere dimensioni da millimetriche fino a chilometriche, attraversando per migliaia di chilometri la superficie terrestre e tagliando per intero la crosta continentale o oceanica

Se una frattura è riempita da minerali che ricristallizzano al suo interno riprecipitando da fluidi che circolano all'interno della roccia è detta *vena*, se invece è riempita da rocce magmatiche è della *dicco* o *filone*. In alcuni casi, fratture che si aprono sulla superficie terrestre possono essere riempite da sedimenti, in questo caso si parla di *filoni sedimentari*.

Una frattura lungo cui non si è avuto movimento delle due parti è detta *giunto (joint)* o *giunto di frattura*, una frattura lungo cui si ha movimento dei due blocchi è una *faglia*. Le faglie saranno trattate più in dettaglio in seguito (Capitolo 2).

I giunti sono forse la struttura geologica più sviluppata in natura, l'osservazione comune ci dice infatti che tutti gli affioramenti sono interessati da giunti di lunghezza e spaziatura variabile. Lo studio dei giunti è molto importante perché controllano lo sviluppo della morfologia di un'area, influenzano la resistenza e la permeabilità di un ammasso roccioso, controllano la migrazione di gas e oli naturali nella crosta terrestre e il loro accumulo in giacimenti e perché permettono di studiare l'evoluzione del campo di sforzi che ha interessato un'area.

Poiché i giunti sono delle fratture con estensione ma senza movimento relativo dei due blocchi essi, come abbiamo già visto in precedenza, si formeranno in un campo di sforzi con uno degli sforzi principali (σ_3) molto minore dell'altro o tensile e saranno orientati parallelamente a σ_1 e σ_2 e ortogonali rispetto a σ_3 (Figura 1-1). Poiché i giunti sono legati ad un campo di sforzi tensile e siccome queste condizioni si ritrovano solo nelle parti più superficiali della superficie terrestre, i giunti terminano verso il basso e in profondità (dove tutti gli sforzi sono compressivi) non si formano.

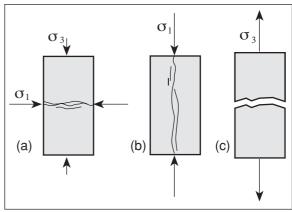


Figura 1-1 Sviluppo di giunti in differenti stati di stress.

1.2 Sistemi di giunti

Spesso in un'area si osservano numerosi giunti tra loro paralleli e con una spaziatura costante, un insieme di giunti con queste caratteristiche è un *sistema di giunti* (Figura 1-2). Assieme ad un sistema di giunti si possono però avere giunti con orientazione differente e minore continuità laterale, questi giunti sono detti *giunti non sistematici*. Un sistema di giunti può attraversare tutta una successione stratigrafica oppure essere limitato ad un solo strato, quest'ultimo caso si verifica quando esistono strati più competenti tra strati meno competenti. In rocce con giacitura suborizzontale solitamente i giunti hanno un andamento verticale.

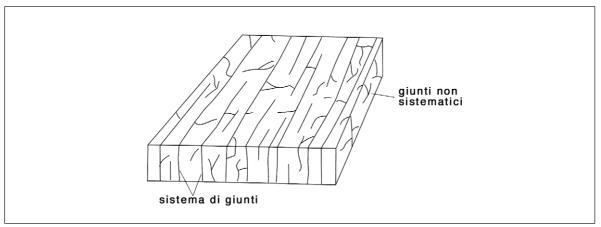


Figura 1-2 Sistema di giunti e giunti non sistematici.

Sistemi di giunti possono intersecarsi a vario angolo, possono essere tra loro a 90° (*giunti ortogonali*), oppure formare angoli minori (*giunti coniugati*). Nella maggior parte dei casi però questi rapporti non implicano una contemporaneità nella formazione dei due sistemi di giunti e spesso i due sistemi si sono formati in tempi differenti.

L'orientazione dei giunti riflette il campo di stress esistente al momento la loro formazione. Riconoscere l'orientazione di questi stress può essere agevole nelle zone poco deformate (zone di avampaese e zone esterne delle catene montuose), ma può essere molto più difficile nelle zone interne metamorfiche e più volte deformate delle catene montuose. In queste aree intensamente deformate si osservano numerosi sistemi di giunti che si sovrappongono tra loro e la presenza di numerosi giunti non sistematici con orientazione variabile può rendere difficoltoso il riconoscimento dei vari sistemi. Questa situazione complicata si ha in quanto giunti si possono formare in vari momenti della storia deformativa di una roccia: in più fasi durante il sollevamento delle catene montuose oppure in risposta a campi di stress attuali, che possono anche variare di orientazione nel tempo.

Vediamo ora perché si ha lo sviluppo di sistemi di giunti, cioè perché in un campo di stress i giunti si formano tutti paralleli tra loro.

Se osserviamo un sistema di giunti vediamo che questo è caratterizzato da una *spaziatura*, cioè la distanza tra un giunto e l'altro è abbastanza costante. Deformando in laboratorio uno strato si è visto che i giunti non si sviluppano tutti contemporaneamente, ma progressivamente (Figura 1-3) e che ogni nuovo giunto che si forma è almeno ad una certa distanza minima (d_m) da quelli preesistenti. Quando si ha la formazione di un giunto si ha una caduta dello stress nel volume di roccia immediatamente attorno al giunto, per una distanza d_m dal giunto (Figura 1-4, Figura 1-5a). Questo significa che nella roccia lo stress necessario per sviluppare un nuovo giunto si ha solamente ad una distanza d_m dal giunto preesistente. Poiché questa distanza è uguale per tutti i giunti, tutti i nuovi giunti che si formeranno saranno ad una distanza d_m da quelli precedenti (Figura 1-5b).

La distanza d_m (quindi la spaziatura di un sistema di giunti) è funzione dello spessore dello strato, composizione della roccia e intensità della deformazione.

- 1. Spaziatura e spessore di uno strato. A parità di altre condizioni strati molto spessi hanno giunti molto spaziati, cioè molto distanti tra loro, mentre strati più sottili hanno giunti meno spaziati (cioè più ravvicinati). Questo deriva dal fatto che la distanza d_m è maggiore se il giunto ha un'estensione maggiore (Figura 1-5c), cioè l'area con caduta dello stress è più ampia se la frattura è molto lunga.
- 2. *Spaziatura e composizione*. Come abbiamo già visto, all'inizio della deformazione le rocce si comportano in modo elastico e nel caso di una roccia con un comportamento elastico la relazione stress-strain è lineare e l'estensione (*e*) è direttamente proporzionale allo stress applica-

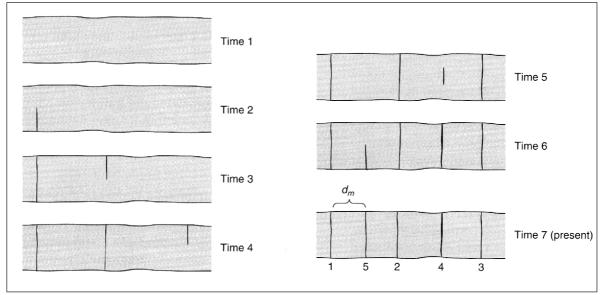


Figura 1-3 Sviluppo di un sistema di giunti attraverso sette differenti istanti. 1 è il giunto che si è formato per primo, 7 il più recente.

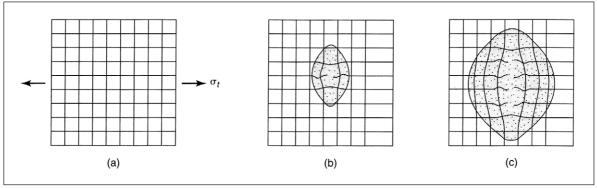


Figura 1-4 Formazione di zone a basso stress nell'intorno di giunti. (a) Una griglia di molle. (b) Se si rompe una molla in una piccola area nell'intorno (in grigio) le molle non sono più in tensione; cioè c'è un'area in cui si ha un abbassamento dello stress. (c) Se si rompono più molle allineate tra loro l'area in cui le molle non sono più in tensione aumenta.

to (σ) : $\sigma = E \ e$. Questa relazione è detta *Legge di Hooke* e la costante di proporzionalità E è il *Modulo di Young* del materiale.

Consideriamo un volume di roccia costituito da un'alternanza di dolomia e arenaria (Figura 1-5d). La dolomia è più competente, cioè più difficile da deformare (E circa 600 MPa) rispetto all'arenaria (E circa 200 MPa). Se deformiamo la roccia allungandola l'estensione e per tutti gli strati sarà uguale, ma lo stress all'interno di ogni strato sarà funzione della legge di Hooke e quindi sarà maggiore negli strati che hanno E maggiore. Gli strati più competenti avranno al loro interno uno stress maggiore e potranno quindi sviluppare più giunti e precocemente rispetto ad uno strato meno competente. Questo spiega l'esperienza comune di campagna, con le rocce più competenti che mostrano una quantità di giunti ortogonali alla stratificazione molto maggiore rispetto alle rocce più facilmente deformabili.

3. *Spaziatura e deformazione*. Come si vede in Figura 1-5a, lo sviluppo di giunti può avere luogo solo se la roccia è continuamente sottoposta ad estensione. E' logico quindi aspettarsi che rocce in rocce molto deformate vi sia una grande quantità di giunti, al contrario delle rocce indeformate.

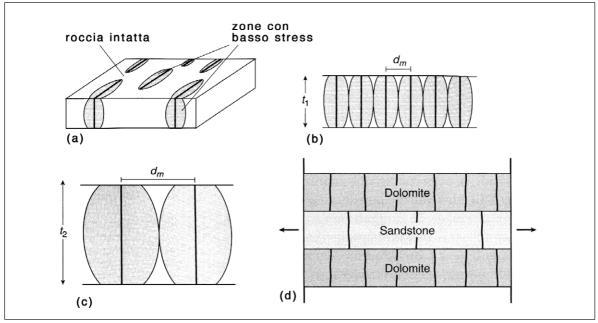


Figura 1-5 (a) Zone con stress minore (in grigio) attorno a giunti. (b) Sezione di uno strato con un sistema di giunti, con rappresentate le aree in cui si ha caduta di stress. (c) Strato di spessore maggiore, con giunti più spaziati. (d) Sviluppo di giunti in strati con composizione differente e differente Modulo di Young (alternanze di dolomie e arenaria).

1.3 Origine dei giunti

Vediamo ora in quali contesti geologici si possono formare dei giunti, cioè quando si possono formare degli stress sufficienti per formare dei sistemi di giunti. Bisogna comunque sempre tenere in mente che differenti sistemi di giunti in uno stesso affioramento possono essersi formati in periodi differenti della storia geologica della roccia e in contesti molto diversi tra loro, perché tutti i giunti rimangono presenti e osservabili in una roccia a meno che essa non venga sottoposta a metamorfismo.

Sollevamento ed erosione

Immaginiamo un certo volume di roccia all'interno della crosta terrestre (es. alla profondità di 10 km), questa roccia è sottoposta alla pressione laterale delle rocce adiacenti e al peso verticale delle rocce sovrastanti (carico litostatico). Se nel corso della storia geologica della roccia l'erosione elimina lo spessore delle rocce sovrastanti e la roccia arriva in superficie, questa roccia sarà sottoposta a minori sforzi verticali e quindi potrà estendersi elasticamente in direzione verticale. Per mantenere il volume costante ad un'estensione verticale deve corrispondere un raccorciamento orizzontale (vedi "Rapporto di Poisson" nelle dispense "Analisi dello sforzo e della deformazione), ma questo in genere tenderà ad essere impedito per la presenza delle rocce adiacenti. Ne risulta quindi che la roccia in questione sarà sottoposta ad uno sforzo tensile orizzontale, che porterà alla formazione di giunti subverticali.

Sempre durante il sollevamento di una roccia, si assiste anche ad una diminuzione della sua temperatura e quindi ad una variazione di volume. Come già visto, in superficie questa variazione di volume è possibile in direzione verticale, ma impedita in direzione orizzontale. Anche la diminuzione di temperatura quindi porterà ad uno sforzo tensile orizzontale, con formazione di giunti subverticali.

Giunti paralleli alla morfologia

Spesso in rocce massive (graniti, ecc.) è possibile osservare giunti di frattura suborizzontali o che seguono l'andamento della morfologia attuale. Sulla superficie terrestre giunti orizzontali si sviluppano solo se esiste uno sforzo σ_1 orizzontale di intensità molto maggiore al σ_3 che, sebbene molto piccolo, è sempre compressivo, perché anche a poche decine di metri di profondità esiste un carico litostatico (Figura 1-6a). Giunti suborizzontali dovrebbero essere limitati quindi ad aree con tettonica attiva e in compressione.

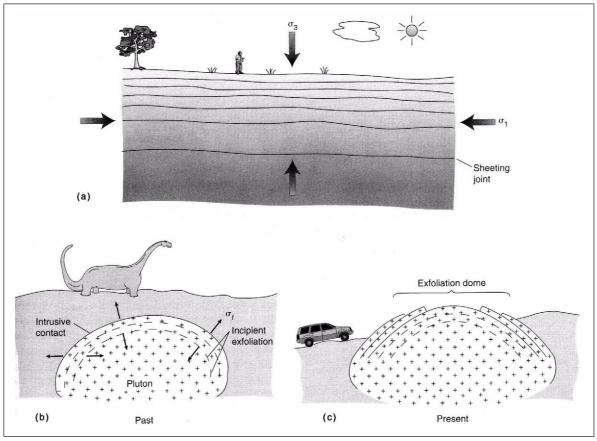


Figura 1-6 (a) Giunti suborizzontali legati ad un σ_1 orizzontale. (b) Plutone che si contrae maggiormente della roccia incassante, gli sforzi tensili (σ_t) sono ortogonali al contatto e i giunti paralleli. (c) Formazione di un duomo di granito con giunti paralleli alla morfologia attuale.

Molto più spesso giunti suborizzontali si formano quando vengono portate in superficie delle rocce che hanno degli *stress residui* al loro interno. Per esempio un'arenaria in profondità può essere compressa verticalmente a causa del carico litostatico e venire quindi cementata, in questo modo l'energia elastica rimane all'interno della roccia. Se in seguito viene portata in superficie può nuovamente espandersi verticalmente formando dei giunti orizzontali.

Nel caso dei graniti si formano spesso dei giunti paralleli al contatto con le rocce incassanti e alla morfologia (*sheeting joint*). Questo si ha in quanto durante le fasi di raffreddamento di un'intrusione il granito si raffredda di più della roccia incassante e quindi diminuisce di volume in misura maggiore di quanto non accade alla roccia incassante. Per questo motivo si avranno degli stress tensili ortogonali al contatto intrusione-roccia incassante che formeranno dei giunti (Figura 1-6b). Quando il granito viene eroso e portato in superficie (Figura 1-6c) si formerà un "duomo" di granito, l'erosione agirà preferenzialmente lungo i giunti e la morfologia avrà anch'essa una forma a "duomo". In questo caso è la morfologia che si forma parallelamente ai giunti e non il contrario.

Giunti di origine tettonica

Alcuni giunti si possono formare in prossimità di faglie dirette, in cui il σ_3 è suborizzontale (Figura 1-7a). Nel caso di pieghe si possono avere giunti paralleli all'asse della piega, legati a sforzi tensili locali dovuti alla flessione dello strato, che convergono verso il nucleo della piega (Figura 1-7b).

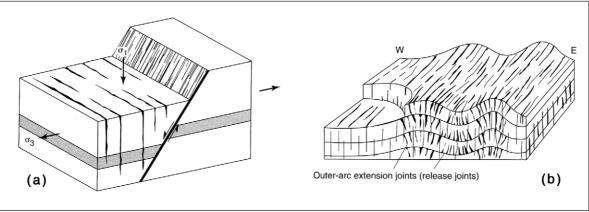


Figura 1-7 (a) Giunti in prossimità di una faglia diretta. (b) Giunti all'estradosso (parte esterna) di strati piegati.

2 Faglie

2.1 Definizioni e tipi di faglie

Le *faglie* sono fratture lungo cui si ha movimento, cioè sono superfici di discontinuità lungo cui i due blocchi si sono spostati l'uno relativamente all'altro.

Le faglie sono strutture molto comuni sulla superficie terrestre ed hanno dimensioni molto variabili, da qualche mm a centinaia di km. Il loro studio è molto importante in quanto: la loro presenza diminuisce la resistenza di un ammasso roccioso e di questo va tenuto conto quando di realizzano opere ingegneristiche, possono essere luoghi in cui si formano mineralizzazioni economicamente sfruttabili, sono le superfici che generano gli eventi sismici.

Le faglie sono la risposta delle rocce agli sforzi a cui sono sottoposte e, come predice la teoria della fratturazione di Coulomb, esse si formano con un'orientazione di circa 30° rispetto alla direzione di applicazione del σ_1 .

Sulla base di quanto abbiamo già visto nella parte di "Analisi dello sforzo e della deformazione" è possibile affermare che la superficie terrestre (superficie di interfaccia aria-roccia) è una superficie su cui lo stress di taglio è nullo (l'esperienza comune ci dice che gli sforzi che il vento applica alla superficie terrestre non sono in grado di modificare la superficie terrestre stessa). Se è nullo lo stress di taglio significa che la superficie terrestre corrisponde ad uno dei piani principali dell'ellissoide dello sforzo, cioè uno sforzo principale è sempre ortogonale alla superficie terrestre. Tenendo presente questo, sono possibili tre diverse orientazioni degli sforzi principali sulla superficie terrestre, che ricordiamo devono essere tra loro ortogonali e in cui $\sigma_1 > \sigma_2 > \sigma_3$, e che generano le tre classi principali di faglie (Figura 2-1):

- 1. σ_1 verticale e σ_2 e σ_3 orizzontali. Le faglie che si formano in questo campo di sforzi sono dette faglie dirette.
- 2. σ_3 verticale e σ_1 e σ_2 orizzontali. Le faglie che si formano in questo campo di sforzi sono dette *faglie inverse* (o *sovrascorrimenti*);
- 3. σ_2 verticale e σ_1 e σ_3 orizzontali. Le faglie che si formano in questo campo di sforzi sono dette faglie trascorrenti.

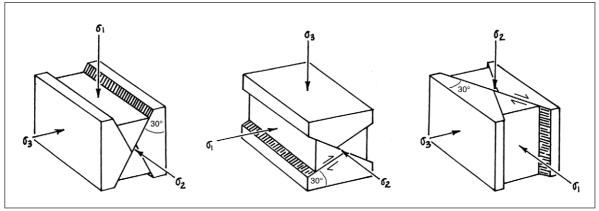


Figura 2-1 Le tre classi di faglie determinate dalla differente orientazione che σ_1 , σ_2 e σ_3 possono avere rispetto alla superficie terrestre. Si noti che la superficie di faglia si sviluppa sempre a 30° con la direzione di σ_1 . (a) Faglie dirette. (b) Faglie inverse. (c) Faglie trascorrenti.

In alcuni casi si possono avere orientazioni particolari dell'ellissoide dello stress che possono originare faglie differenti da quelle appena viste. Alcune di queste faglie particolari sono illustrate in Figura 2-2.

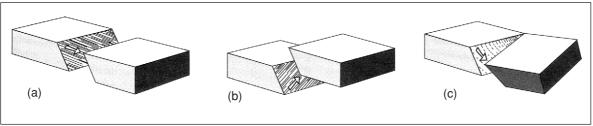


Figura 2-2 Casi particolari di faglie. (a) Faglia con movimento obliquo normale. (b) Faglia con movimento obliquo inverso. (c) Faglia con movimento rotazionale.

Se la superficie di faglia non è verticale è possibile definire (Figura 2-3): la parte sovrastante la faglia che è detta *tetto*, la parte sottostante che è detta *letto*, la superficie su cui ha movimento è detta *piano di faglia* (o *specchio di faglia*). Nel caso delle faglie normali il tetto è abbassato rispetto al letto (Figura 2-3a), nel caso delle faglie inverse invece è il tetto che è sollevato rispetto al letto (Figura 2-3b). Nel caso delle faglie trascorrenti tetto e letto non sono definiti, in quanto la superficie di faglia è verticale.

Per le faglie trascorrenti è possibile definire solamente *faglie trascorrenti sinistre* (Figura 2-3c) o *faglie trascorrenti destre* (Figura 2-3d). Il termine destro o sinistro è riferito al movimento apparente di un blocco osservato da un osservatore posto sul blocco opposto.

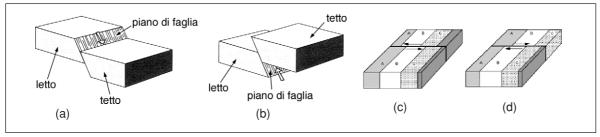


Figura 2-3 (a) Faglia diretta. (b) Faglia inversa. (c) faglia trascorrente sinistra. (d) Faglia trascorrente destra.

L'entità del movimento lungo una faglia è detto *rigetto* della faglia. Più in dettaglio può essere definito:

- a) il *rigetto verticale*, cioè la componente del rigetto lungo la linea di massima pendenza della faglia;
- b) il rigetto orizzontale, cioè la componente del rigetto lungo la direzione della faglia.

Quando in una carta geologica è presente una faglia che disloca una struttura planare (un contatto, un filone, ecc.) spesso è possibile definire solamente lo *spostamento*, o *rigetto apparente* della faglia, cioè l'entità dello spostamento del contatto nella carta geologica.

Informazioni più dettagliate sul rigetto, il rigetto apparente e il loro calcolo dalle strutture presenti in una carta geologica sono riportate nelle dispense "Lettura Carte e Sezioni Geologiche". Lungo le superfici di faglia si ha un'intensa deformazione delle rocce. A seconda della temperatura a cui avviene la deformazione si possono avere *cataclasiti*, se la deformazione è a bassa temperatura (<200°), mentre si hanno *miloniti* a temperature maggiori. In modo generico tutte le rocce che si producono lungo una superficie di faglia sono dette *rocce di faglia*.

Il movimento lungo la superficie di faglia è evidenziato dalla presenza di strie che si formano durante lo spostamento dei blocchi. Strie si possono avere a seguito di abrasione di frammenti

oppure a seguito di ricristallizzazione in vuoti che si aprono durante il movimento. Queste strie saranno ulteriormente discusse in seguito, assieme alle altre strutture lineari che si possono sviluppare in una roccia (Capitolo 6.1).

Di solito in natura non si ha una singola faglia che taglia aree in cui non sono presenti altre faglie, solitamente nei contesti geodinamici in cui le faglie si sviluppano si ritrovano associazioni di numerose faglie, che vengono detti *sistemi di faglie*. Solitamente in un sistema di faglie si ha una faglia principale (lungo cui il rigetto è maggiore) a cui sono associate numerose faglie minori. In un sistema di faglie le faglie minori con la stessa orientazione e lo stesso senso di movimento della faglia principale sono dette *faglie sintetiche*, mentre quelle con orientazione e senso di movimento opposto rispetto alla faglia principale sono dette faglie antitetiche (Figura 2-4).

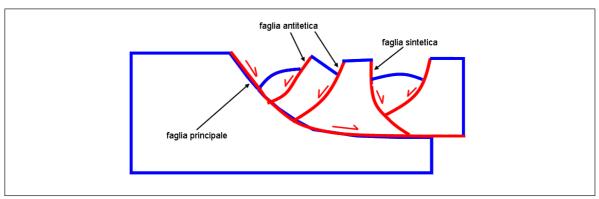


Figura 2-4 Faglie sintetiche e antitetiche.

2.2 Faglie dirette

Le faglie dirette, o faglie normali, sono faglie che si sviluppano con un σ_1 verticale, il movimento del tetto è verso il basso rispetto al letto e provoca un'estensione orizzontale nell'area e un raccorciamento verticale. Dalla Figura 2-5b si vede che la lunghezza L_1 alla fine del movimento è maggiore della lunghezza originaria L_0 .

E' importante notare che se si realizza una sezione stratigrafica verticale attraverso una faglia diretta, per esempio lungo il tragitto indicato dalla freccia tratteggiata in Figura 2-5b, si incontrano dal basso verso l'alto le formazioni A-B-D, cioè non si incontra la formazione C. Per questa ragione comunemente si dice che le faglie dirette portano ad *elisioni tettoniche* o a *riduzioni tettoniche* della serie stratigrafica, per indicare che lungo particolari profili attraverso una superficie di faglia si può assistere alla mancanza di formazioni. Per questo motivo alcuni indicano le faglie dirette come faglie *sottrattive*. Le faglie dirette portano sempre rocce più giovani a giacere direttamente su rocce più vecchie, dalla Figura 2-5b si vede infatti come lungo la superficie di faglia la formazione D sia a diretto contatto con la formazione B e la formazione C sia sulla formazione A.

In aree caratterizzate da estensione si possono sviluppare sistemi di faglie dirette con inclinazione opposta, queste faglie individuano così delle aree che si abbassano, queste aree sono dette *graben* (Figura 2-6a). Tra due aree abbassate adiacenti si può formare una zona sollevata, se le faglie immergono verso l'esterno. Aree sollevate bordate dal faglie dirette che immergono verso l'esterno sono dette *horst* (Figura 2-6b). Graben di decine di km di larghezza e centinaia di km di lunghezza sono detti *rift* (es. Rift dell'Africa orientale).

In natura di vede che le faglie dirette non hanno un andamento planare rettilineo in profondità, ma in molti casi mostrano una superficie di faglia curva, che è quasi verticale in superficie e di-

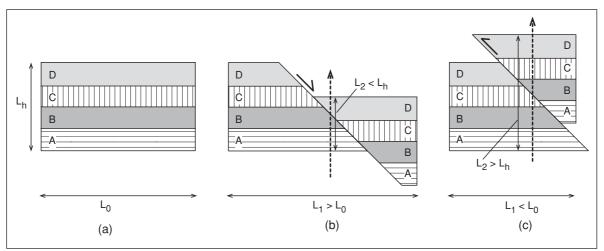


Figura 2-5 (a) Successione stratigrafica indeformata, A sono le rocce più vecchie, D quelle più giovani. (b) Successione stratigrafica tagliata da una faglia diretta. (c) Successione stratigrafica tagliata da una faglia inversa.

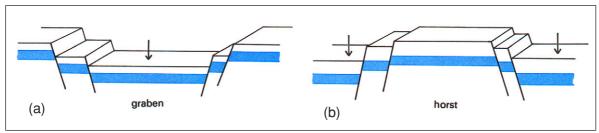


Figura 2-6 Sistemi di faglie che generano strutture a horst e graben.

venta poco inclinata in profondità. Faglie con questa geometria sono dette *faglie listriche* (oppure *faglie dirette a basso angolo*, Figura 2-7).

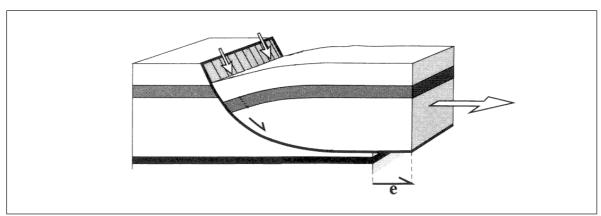


Figura 2-7 Faglia listrica.

Applicando un criterio di rottura sperimentale e le proprietà del cerchio di Mohr è possibile spiegare perché si possono formare delle faglie listriche. Dalla Figura 2-8 si vede che per bassi sforzi di confinamento ($\sigma_{1fc'}$, σ_{3fc}) e con σ_{3} tensile, la frattura è ortogonale a σ_{3} , cioè verticale; questa situazione si ha in condizioni molto superficiali della crosta terrestre. Se aumentano gli sforzi applicati ($\sigma_{1fb'}$, σ_{3fb}) cioè se ci troviamo in profondità nella crosta, la frattura sarà inclinata rispetto a σ_{1} . L'angolo rispetto a σ_{1} aumenterà ancora se aumentano gli sforzi ($\sigma_{1fa'}$, σ_{3fa}), cioè se ci troviamo ancora più in profondità. Da questo ne consegue che le faglie hanno una giacitura

subverticale o comunque molto inclinata in superficie (questo è confermato dall'esperienza comune in campagna), mentre diventano sempre più inclinate in profondità. Se verso il basso le faglie incontrano un livello facilmente deformabile possono acquisire anche una giacitura orizzontale.

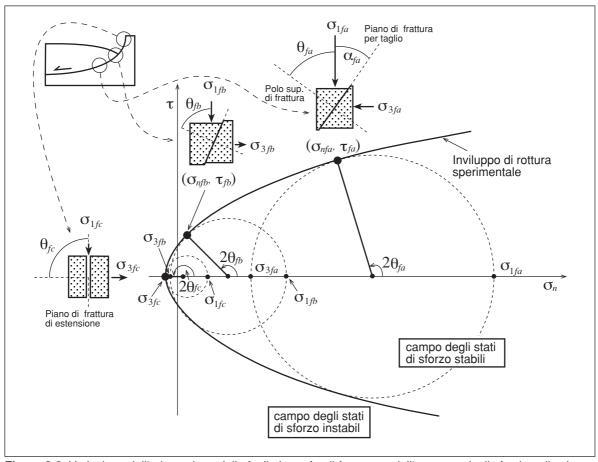


Figura 2-8 Variazione dell'orientazione delle faglie in profondità a causa dell'aumento degli sforzi applicati.

Dal punto di vista geometrico la formazione di una faglia listrica non è semplice e porta allo sviluppo contemporaneo di altre strutture. Durante i movimenti lungo una superficie non planare si devono necessariamente aprire dei vuoti, che nel caso di una faglia listrica si sviluppano vicino alla superficie, nella parte subverticale della faglia (Figura 2-9a, b). Poiché in natura non è possibile la formazione di vuoti nella crosta, questi vengono riempiti in vario modo, più comunemente si ha un abbassamento del tetto della faglia che genera così una piega (Figura 2-9c, Figura 3-22), oppure questo abbassamento del tetto causa faglie dirette antitetiche (Figura 2-9d). La formazione di sistemi faglie listriche può portare a notevole estensione crostale, alla formazione di estesi bacini sedimentari e all'esumazione di rocce metamorfiche profonde (*metamorphic core complex*, Figura 2-10). Tipica di sistemi di faglie listriche è la formazione, al tetto della faglia, di strutture a *semi-graben*, cioè aree in cui le faglie listriche vengono progressivamente ruotati durante la deformazione (Figura 2-11). La presenza di faglie listriche è stata messa in evidenza nella maggior parte dei bacini e zone in estensione della Terra.

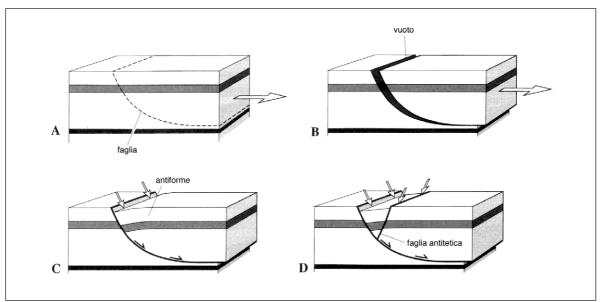


Figura 2-9 Formazione di faglie listriche e strutture al tetto della faglia.

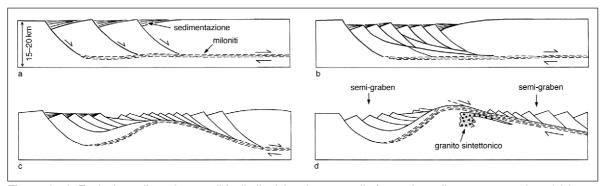


Figura 2-10 Evoluzione di un sistema di faglie listriche che porta alla formazione di un "core complex". (a) In superficie si sviluppa un sistema di faglie listriche che in profondità si raccordano lungo un contatto tettonico suborizzontale marcato da miloniti. Tutte le faglie e contatti hanno lo stesso senso di movimento. (b) Si formano altre faglie normali, che tagliano le precedenti. (c) Al tetto delle miloniti si ha assottigliamento crostale che provoca un sollevamento crostale isostatico generalizzato. (d) Se l'estensione è sufficientemente elevata si ha sollevamento del contatto tettonico milonitico fino alla superficie, con affioramento per decine di km² delle rocce metamorfiche che si trovano al di sotto. Alcuni blocchi bordati da faglie listriche vengono ruotati di 90°, diffusa è inoltre la presenza di corpi magmatici intrusivi sintettonici.

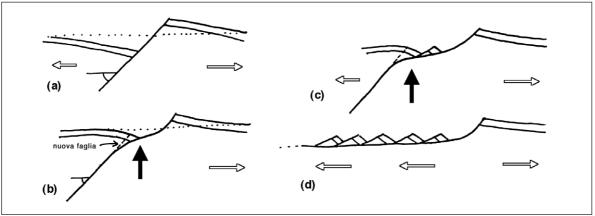


Figura 2-11 Sviluppo di faglie dirette suborizzontali e blocchi ruotati a seguito di estensione e sollevamento.

2.3 Faglie inverse e sovrascorrimenti

Le faglie inverse sono faglie che si sviluppano con un σ_1 e un σ_2 orizzonale, e un σ_3 verticale, il movimento del tetto è verso l'alto rispetto al letto e questo provoca un raccorciamento orizzontale nell'area e un ispessimento verticale. Dalla Figura 2-5c si vede che la lunghezza L_1 alla fine del movimento è minore della lunghezza originaria L_0 .

E' importante notare che se si realizza una sezione stratigrafica verticale attraverso una faglia inversa, per esempio lungo il tragitto indicato dalla freccia tratteggiata in Figura 2-5c, si incontrano dal basso verso l'alto le formazioni A-B-C-B-C-D, cioè si incontrano due volte le formazioni B e C. Per questa ragione comunemente si dice che le faglie inverse portano a *raddoppi tettonici* o a *sovrapposizioni tettoniche* della serie stratigrafica, per indicare che lungo particolari profili attraverso la superficie di faglia si può assistere alla ripetizione di formazioni. Le faglie inverse portano sempre rocce più vecchie a giacere direttamente su rocce più giovani; dalla Figura 2-5c si vede come lungo la superficie di faglia la formazione A sia ora al di sopra della formazione B, la formazione B al di sopra della formazione C e la formazione C al di sopra della formazione D. Come abbiamo visto in Figura 2-1a le faglie inverse si formano con un angolo di circa 30° con la direzione di applicazione del σ_1 , ma molto spesso in natura si riconoscono faglie inverse che hanno una giacitura suborizzontale o comunque molto inferiore di 30° , queste particolari faglie inverse sono dette *sovrascorrimenti* (*thrust*).

Sovrascorrimenti si formano quando in una successione stratigrafica sono presenti rocce facilmente deformabili (es. gessi, anidriti, argille, filladi, ecc.) tra rocce più competenti (es. arenarie, dolomie, calcari massicci, ecc.). In questo caso se si applica un σ_1 orizzontale è più facile spostare le rocce al tetto della faglia traslandole lungo il livello meno competente (detto anche *livello di scollamento*, ingl. *detachment*, fr. *décollement*), piuttosto che creare una superficie di faglia che taglia tutte le formazioni. Se in una successione stratigrafica si hanno alternanze di rocce a competenza differente è comune che il sovrascorrimento sia suborizzontale nelle rocce più facilmente deformabili mentre taglierà con angoli di circa 30° le rocce più competenti (Figura 2-12). Un sovrascorrimento con questa geometria "a gradini" è detto *struttura ramp-flat*, indicando che ci sono tratti suborizzontali del sovrascorrimento paralleli alla stratificazione (*flat*), raccordati da tratti molto inclinati in cui viene tagliata la stratificazione (*ramp*).

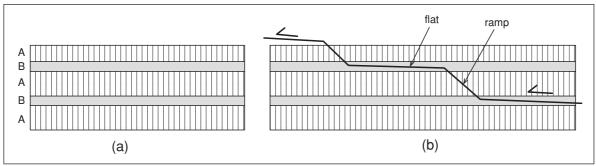


Figura 2-12 Sviluppo di sovrascorrimenti e faglie inverse in una successione in cui sono presenti alternanze di rocce più competenti (A) e rocce meno competenti (B).

Il movimento del tetto di un sovrascorrimento con struttura tipo ramp-flat provoca la formazione di anticlinali e sinclinali al di sopra del piano di faglia (Figura 2-13). Queste pieghe saranno discusse in dettaglio più avanti (vedi Capitolo 3.5.2 "Pieghe passive").

Spesso la successione stratigrafica alla base di un sovrascorrimento è detta *successione autoctona* o *autoctono* (Figura 2-14), mentre le rocce al tetto del sovrascorrimento e che hanno subito spostamento sono dette *alloctono*. In natura è molto comune il caso di aree in cui l'erosione ha portato in affioramento le rocce che costituiscono la successione autoctona alla base di un sovrascor-

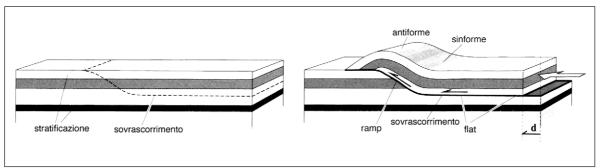


Figura 2-13 Anticlinali e sinclinali al di sopra di un sovrascorrimento con ramp e flat.

rimento, queste aree sono dette *finestre tettoniche* (perché si può "guardare" cosa affiora sotto un sovrascorrimento. Al contrario in altri casi particolari l'erosione può isolare in corrispondenza delle vette di montagne degli affioramenti di rocce alloctone, che sono delimitate alla base dal sovrascorrimento, queste strutture sono dette *klippe* (Figura 2-14).

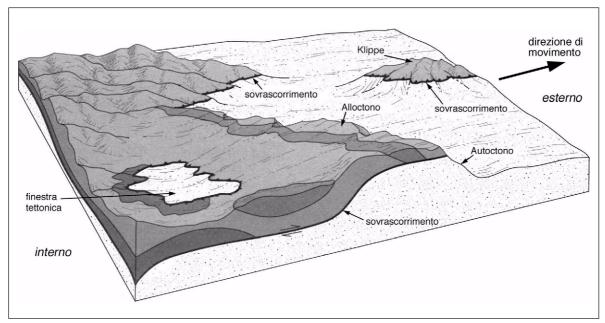


Figura 2-14 Rappresentazione tridimensionale di un sovrascorrimento successivamente eroso, formando una klippe e una finestra tettonica.

In un'area interessata da sovrascorrimenti è possibile definire una *zona esterna*, che è l'area verso cui si muovono i sovrascorrimenti (Figura 2-14) e una *zona interna*, che al contrario è la zona da cui "provengono" i sovrascorrimenti.

L'associazione di più sovrascorrimenti è detta sistema di sovrascorrimenti, comunemente si osserva che anche i sovrascorrimenti a scala crostale hanno una geometria listrica, cioè diventano meno inclinati e si raccordano in profondità su livelli di scollamento che corrispondono a rocce facilmente deformabili (Figura 2-15a). Solitamente in un sistema di sovrascorrimenti si ha sempre la formazione di nuovi thrust all'esterno della zona deformata, cioè in Figura 2-15a i nuovi sovrascorrimenti si propagano verso destra, 1 è il thrust più vecchio e 4 quello più recente. Questo risulta in una sovrapposizione dei sovrascorrimenti che mostrano così una struttura imbricata, cioè thrust l'uno sull'altro, con quelli più vecchi in posizione più alta. Il livello basale su cui si raccordano i vari thrust di un sistema di thrust è detto sovrascorrimento basale (floor thrust), mentre se esiste un sovrascorrimento principale al tetto del sistema di sovrascorrimenti questo è

detto sovrascorrimento di tetto (roof thrust). Se tra questi due sovrascorrimenti principali si sviluppano dei sovrascorrimenti imbricati si forma una struttura a duplex, cioè un sistema di sovrascorrimenti imbricati con andamento sigmoidale delimitati alla base e al tetto da thrust di importanza maggiore.

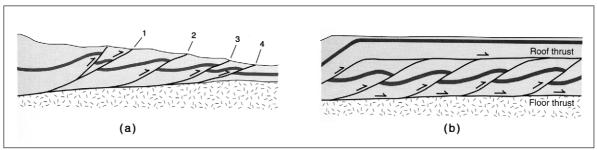


Figura 2-15 (a) Sistema di sovrascorrimenti imbricati. (b) Sistema di sovrascorrimenti a duplex.

I sovrascorrimenti possono avere estensioni molto variabili, ma generalmente sono strutture geologiche a scala regionale, cioè si possono estendere per centinaia di chilometri. Lungo sovrascorrimenti successioni di alcuni chilometri di spessore possono essere spostate orizzontalmente per alcune centinaia di km, le rocce che vengono spostate e da una posizione più interna vengono messe in posto al di sopra di rocce più esterne sono dette *falde di ricoprimento* o *unità tettoniche*.

2.4 Faglie trascorrenti

Le faglie trascorrenti (strike-slip fault) sono faglie che si sviluppano con un σ_1 orizzontale, un σ_3 orizzontale, mentre σ_2 è verticale (Figura 2-1c), questa disposizione degli sforzi porta allo svilippo di faglie con giacitura verticale e spostamento relativo dei due blocchi orizzonatale. Il movimento orizzontale dei due blocchi non porta ad assottigliamento o ispessimento crostale. In natura le faglie trascorrenti possono avere dimensioni estremamente variabili, da qualche cm a migliaia di km.

Se la superficie di faglia è 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 Figura 2-16a mostra una faglia trascorrente con un tratto non rettilineo. Se la faglia si muove con movimento sinistro (Figura 2-16b) 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 (Figura 2-16c) i due blocchi si avvicinano e si ha compressione dove la faglia cambia direzione, formando sovrascorrimenti e pieghe. Bacini e zone in estensione lungo faglie trascorrenti sono detti *bacini di pull apart* (Figura 2-16d), mentre zone in compressione con pieghe e sovrascorrimenti sono dette *flower structure* (Figura 2-16e). Casi particolari si hanno quando tra i due blocchi di una faglia non c'è un semplice movimento trascorrente, ma contemporaneamente i due blocchi si avvicinano (Figura 2-16f) o si allontanano (Figura 2-16g). Se oltre a muoversi orizzontalmente i due blocchi si avvicinano si forma una *faglia transtensiva*, con sviluppo di pieghe e sovrascorrimenti, se invece i due blocchi si allontanano si ha una *faglia transtensiva*, accompagnata dalla formazione di faglie dirette.

La Figura 2-17 mostra il progressivo sviluppo di faglie e pieghe in una zona traspressiva.

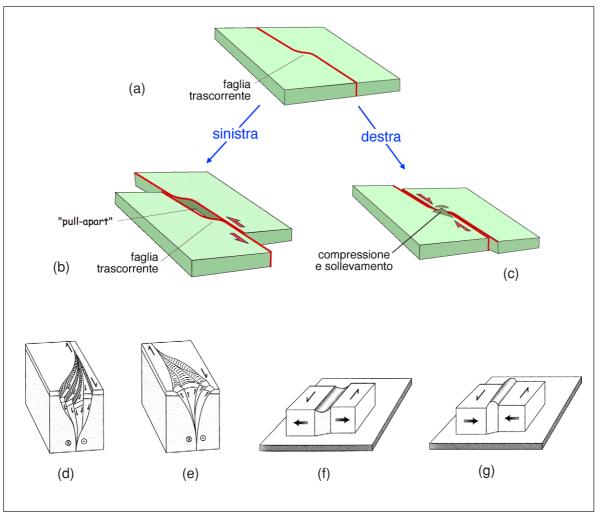


Figura 2-16 Formazione di bacini e zone in compressione lungo una faglie trascorrenti.

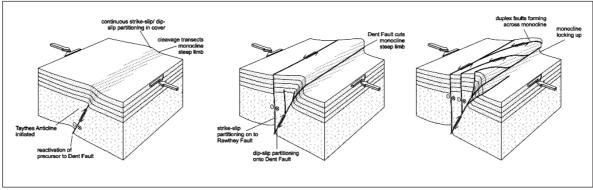


Figura 2-17 Strutture associate ad una deformazione traspressiva.

Sistemi di faglie trascorrenti

In natura aree con una tettonica trascorrente non sono caratterizzate da una singola superficie di faglia verticale, ma si osservano tipicamente numerose faglie trascorrenti con orientazione differente, faglie trascorrenti con rigetto maggiore associate a faglie sintetiche e antitetiche minori, faglie con andamento curvo ecc.

Questa complessità di strutture è stata riprodotta anche in esperimenti in laboratorio simulando una deformazione trascorrente della crosta terrestre. Un semplice esperimento è realizzato muovendo orizzontalmente due blocchi rigidi (es. legno) con al di sopra uno strato deformabile (es. argilla, plastilina, ecc., vedi Figura 2-18a).

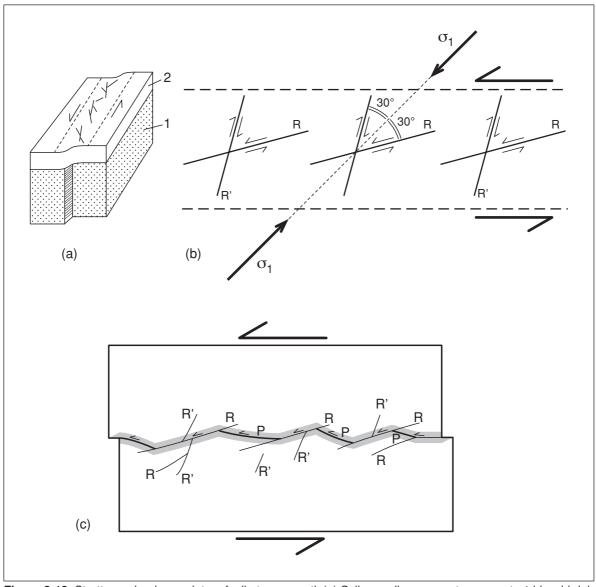


Figura 2-18 Strutture minori associate a faglie trascorrenti. (a) Sviluppo di una zona trascorrente 1:blocchi rigidi, 2:strato deformabile. (b) Orientazione di faglie sintetiche (R) e antitetiche (R') di Riedel rispetto a σ_1 in una zona trascorrente (vista dall'alto). (c) Sviluppo di un sistema di faglie R, R' e P (vista dall'alto). In grigio è indicata la superficie di faglia finale lungo cui si ha la maggior parte del movimento

Negli stadi iniziali della deformazione nello strato deformabile si formano delle fratture coniugate, lungo le quali si ha movimento. Queste fratture si sviluppano, come abbiamo già visto, formando un angolo di circa 30° con la direzione del σ_1 applicato, cioè dello sforzo principale che sviluppa la zona di taglio (Figura 2-18b). Queste fratture sono dette *Fratture di Riedel*, dal nome del geologo che per primo le descrisse, e sono dette R le fratture sintetiche con il movimento della zona di trascorrenza, R' quelle antitetiche con il movimento della zona di trascorrenza. Al procede della deformazione lo spostamento dei due blocchi aumenta, aumentano di

lunghezza le fratture R, sintetiche con il movimento principale, e si sviluppano nuove fratture che collegano le fratture R, queste nuove fratture sono dette P. A questo punto si ha una superficie faglia unica lungo la quale si ha il movimento delle due parti (Figura 2-18c).

Questo semplice esperimento in cui è deformato uno strato di composizione omogenea ci fa vedere come anche in situazioni semplici alla fine della deformazione si ha una faglia trascorrente principale verticale con andamento non rettilineo e con numerose faglie e fratture minori. In natura questo quadro è ancora più complicato in quanto la crosta terrestre è eterogenea, con rocce di composizione differente e resistenza alla rottura differente e con numerose superfici di discontinuità all'interno (vecchia fratture e faglie, foliazione, contatti, ecc.). Tutte queste eterogeneità possono portare a locali variazioni dell'orientazioni dello stress principale e quindi allo sviluppo di faglie con orientazione variabile, faglie con andamento curvo, ecc.

3 Pieghe

3.1 Geometria ed elementi di una piega

Una *piega* è una struttura geologica che si sviluppa quando una superficie geologica planare (es. una superficie di stratificazione, scistosità, clivaggio, ecc.) viene interessata da una deformazione diffusa o duttile e diventa incurvata o arcuata.

Una superficie piegata può essere immaginata come generata dal movimento di una linea retta parallelamente a se stessa, questo tipo di superfici sono dette *pieghe cilindriche* (Figura 3-1a, b) e la linea che ha generato la superficie è detta *asse della piega*. Quando le superfici piegate non possono essere descritte dal movimento di una linea retta parallelamente a se stessa sono dette *pieghe non cilindriche* (Figura 3-1c) e l'asse in questo caso non è una linea retta. Nel caso di pieghe cilindriche se si realizzano delle sezioni geologiche parallele tra loro e ortogonali all'asse della piega (Figura 3-1d) le sezioni geologiche sono tutte uguali tra loro; nel caso di pieghe non cilindriche se si realizzano delle sezioni geologiche tra loro parallele, le sezioni geologiche non sono uguali tra loro, cioè le pieghe presenti in una sezione non saranno necessariamente presenti nella sezione adiacente (Figura 3-1e).

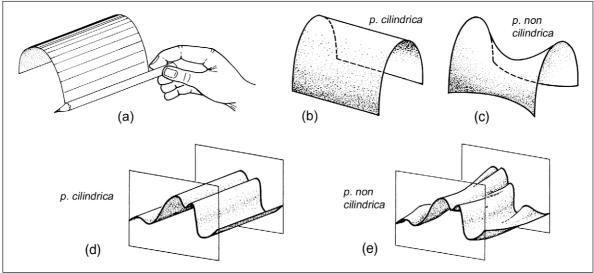


Figura 3-1 (a) Concetto di superficie piegata cilindricamente, la matita rappresenta l'asse della piega. (b) Esempio di piega cilindrica.(b) Esempio di piega non cilindrica. (d) Sezioni geologiche uguali tra loro nel caso di pieghe cilindriche. (e) Sezioni geologiche differenti tra loro nel caso di pieghe non cilindriche.

Se osserviamo la sezione di una piega in natura, noteremo che la superficie piegata non è un arco di circonferenza perfetto, ma sono presenti delle zone rettilinee o con angolo di curvatura molto grande, dette *fianchi* della piega, che si raccordano in una zona in cui il raggio di curvatura della superficie piegata è minore (Figura 3-2a). Questa zona è detta *cerniera* (o zona di cerniera) di una piega, il punto di massima curvatura è il punto di cerniera. In una cerniera la superficie piegata può essere convessa (i fianchi "chiudono" verso l'alto) oppure concava (i fianchi "chiudono" verso il basso). In una serie di pieghe un fianco è comune a due cerniere adiacenti, un fianco che si trova tra due cerniere deve necessariamente cambiare di concavità avvicinandosi ad una cerniera, il punto di flesso è quel punto che divide il fianco di una piega in due parti, ognuna con concavità opposta all'altra.

Nel caso di una singola superficie piegata è possibile definire il *piano assiale* della piega come il piano bisettore tra i due fianchi e che taglia la superficie piegata nel suo punto di massima curvatura, cioè nel punto di cerniera (Figura 3-2b). L'intersezione tra il piano assiale e la superficie piegata definisce la *linea di cerniera* di una piega, che nel caso di pieghe cilindriche è rettilinea e parallela all'asse della piega. La linea di cerniera può essere definita anche come la linea che, su una superficie piegata, unisce i punti di massima curvatura. Nel caso di più superfici piegate, sulla base di quanto detto finora sarà possibile individuare più linee di cerniera, il piano che passa per tutte le linee di cerniera è il *piano assiale* della piega (Figura 3-3). Se le linee di cerniera non sono allineate oppure non sono parallele tra loro, la superficie che passa per tutte le linee di cerniera non sarà un piano ed è per questo detta *superficie assiale* di una piega (Figura 3-2c). Rispetto ad una superficie piegata si definisce *intradosso* la parte interna della superficie, *estradosso* invece è la parte esterna (Figura 3-2d). Il volume di rocce racchiuso dalla superficie piegata è detto *nucleo* della piega.

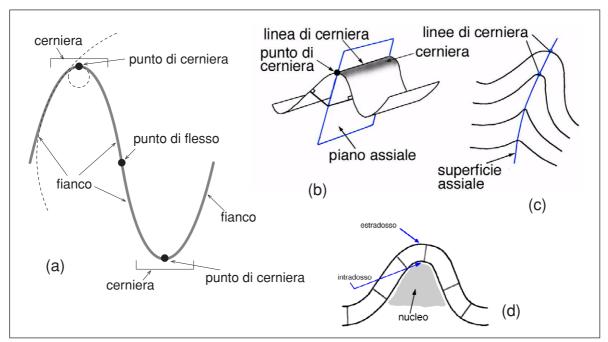


Figura 3-2 (a) Parti di una superficie piegata. (b) Piano assiale di una singola superficie piegata. La cerniera (o zona di cerniera) della piega è raffigurata in grigio. (c) Superficie assiale per una serie di superfici piegate. (d) Zona di estradosso, intradosso e nucleo (in grigio) di una superficie piegata.

Un altro elemento importante di una piega è l'angolo di apertura. L'angolo di apertura di una piega è l'angolo acuto formato tra loro dai due fianchi. Se in una piega i fianchi non sono planari l'angolo di apertura è rappresentato dall'angolo acuto tra le tangenti ai punti di flesso dei due fianchi (Figura 3-4a).

Se si vogliono dare informazioni sulle dimensioni di una piega bisogna fare riferimento all'ampiezza e alla lunghezza d'onda della piega. La lunghezza d'onda (λ) di una piega è data da:

- a) la distanza tra due cerniere adiacenti (Figura 3-4b);
- b) se cerniere non sono visibili in affioramento e tale distanza non è misurabile, l'ampiezza è rappresentata dal doppio della distanza tra due i punti di flesso di due fianchi adiacenti (Figura 3-4c).

L'ampiezza (a) di una piega è data da:

- a) la distanza tra la linea che collega i due punti di flesso e la cerniera (Figura 3-4c);
- b) la metà della distanza tra la linea che collega due cerniere adiacenti e la cerniera opposta (Figura 3-4).

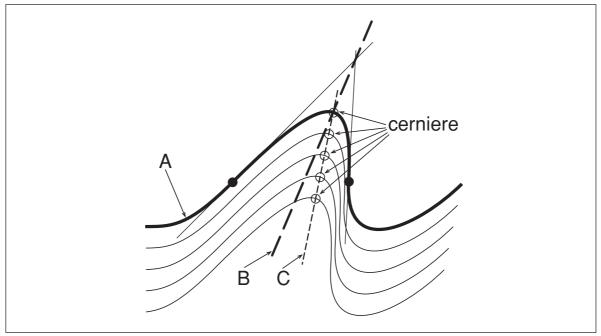


Figura 3-3 Nel caso di una piega che interessa una serie di strati, il piano assiale della piega (superficie C) non corrisponde necessariamente con la bisettrice e piano assiale di una singola superficie piegata (superficie B).

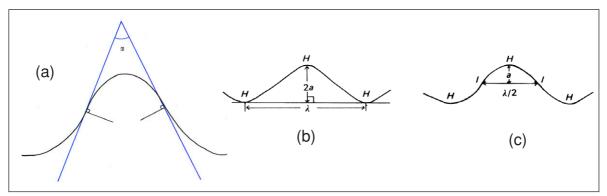


Figura 3-4 (a) Angolo di apertura (α) di una piega. (b) Lunghezza d'onda (λ) e ampiezza (a) di una piega misurando distanze tra le cerniere. (c) Lunghezza d'onda (λ) e ampiezza (a) di una piega misurando distanze tra i punti di flesso nei fianchi.

Se vogliamo indicare l'orientazione di una piega (es. in una carta geologica) bisogna riportare la giacitura dell'asse della piega, cioè la sua direzione di immersione e inclinazione (es. 25/56), e la giacitura del piano assiale della piega, cioè la sua immersione e inclinazione (es. 230/40) (Figura 3-5a). Se la piega è di grandi dimensioni nella carta geologica può essere disegnata anche la traccia del piano assiale (o la traccia della superficie assiale). La traccia del piano assiale di una piega è l'intersezione del piano assiale della piega con la superficie topografica (Figura 3-5b) e anche per essa sono valide le solite regole di intersezione valide per qualsiasi superficie geologica (contatti, faglie, sovrascorrimenti). La traccia del piano assiale cioè sarà parallela alle isoipse se è orizzontale, taglierà le isoipse in modo rettilineo se è perfettamente verticale, disegnerà una "v" nelle valli e avrà un andamento concavo nei dossi se è variamente inclinata (vedi dispense "Lettura carte e Sezioni geologiche").

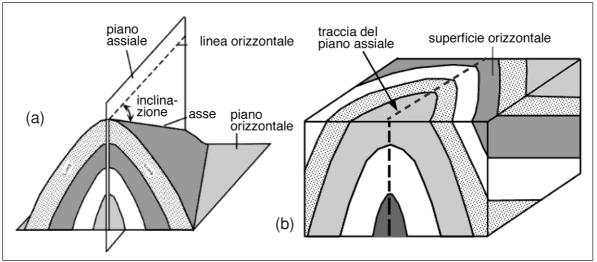


Figura 3-5 (a) Elementi di una piega con asse inclinato. (b) Traccia del piano assiale di una piega con asse inclinato. Per semplicità la superficie topografica superiore è orizzontale e quindi la traccia del piano assiale è una linea retta.

3.2 Classificazione

Solitamente le pieghe vengono classificate sulla base dei seguenti criteri:

- a) orientazione della zona di cerniera;
- b) inclinazione del piano assiale;
- c) angolo d'apertura;
- d) profilo.

Orientazione della zona di cerniera

Pieghe in cui nella zona di cerniera gli strati sono convessi verso l'alto, cioè "chiudono" verso l'alto, sono dette *antiformi* (Figura 3-6a), pieghe in cui nella zona di cerniera gli strati sono concavi verso l'alto, cioè "chiudono" verso il basso, sono dette *sinformi*. Si parla invece di *pieghe neutre* nel caso di pieghe in cui gli strati "non chiudono né verso l'alto né verso il basso", cioè nel caso di pieghe con asse verticale (Figura 3-6c) oppure con piano assiale orizzontale (Figura 3-6d).

Strutture a pieghe in cui al nucleo affiorano le rocce più vecchie sono dette *anticlinali*, strutture a pieghe dove al nucleo affiorano le rocce più giovani sono dette *sinclinali* (Figura 3-6e).

In condizioni normali (successione stratigrafica piegata) le antiformi corrispondono ad anticlinali e le sinformi a sinclinali (Figura 3-6f). In condizioni particolari (successione stratigrafica rovesciata che viene successivamente nuovamente piegata) le antiformi corrispondono a sinclinali e le sinformi ad anticlinali (Figura 3-6g).

Inclinazione del piano assiale

In base all'inclinazione del piano assiale si possono distinguere:

- a) pieghe con piano assiale verticale o subverticale, queste pieghe sono dette *pieghe diritte* (Figura 3-7a);
- b) pieghe con piano assiale inclinato, queste pieghe sono dette *pieghe inclinate* (Figura 3-7b). Caso particolare delle pieghe incliante sono le pieghe in cui, oltre al piano assiale inclinato, uno dei fianchi ha una giacitura rovesciata, cioè in uno dei fianchi la successione stratigrafica è rovesciata con le rocce più giovani in basso e quelle più vecchie in alto. Queste pieghe sono

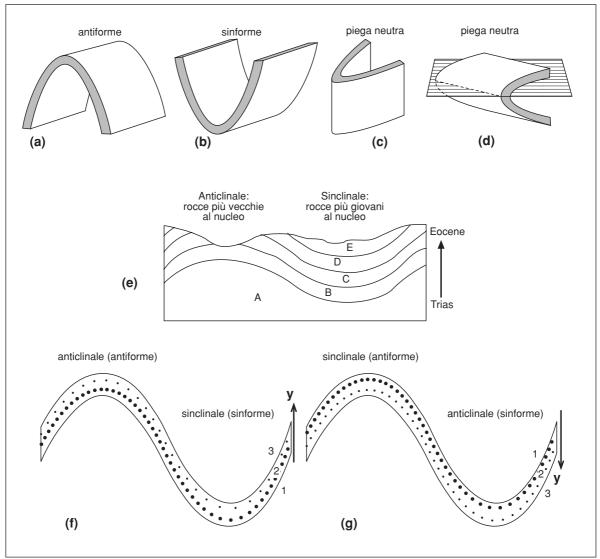


Figura 3-6 (a) Piega antiforme. (b) Piega sinforme. (c) Piega neutra con asse verticale. (d) Piega neutra con piano assiale orizzontale. (e) Anticlinali e sinclinali affioranti in un'area. (f) Serie diritta con anticlinali/antiformi e sinclinali/sinformi. (g) Serie rovesciata con sinclinali/antiformi e anticlinali/sinformi.

dette *pieghe rovesciate* e sono caratterizzate dall'avere un *fianco diritto* e un *fianco rovesciato* (Figura 3-7c);

c) pieghe con piano assiale orizzontale, queste pieghe sono dette *pieghe coricate* e anch'esse sono caratterizzate dall'avere un fianco diritto e un fianco rovesciato (Figura 3-7d);

Nel caso di pieghe inclinate o rovesciate il punto più alto (o più basso) di quota raggiunto dalla superficie piegata non corrisponde alla linea di cerniera della piega. Il punto più alto raggiunto da una piega è detto *cresta* della piega, mentre il punto più basso è detto *ventre* della piega (Figura 3-7e).

Angolo d'apertura

Le pieghe possono essere classificate anche sulla base del loro angolo di apertura (vedi definizione dell'angolo di apertura in Figura 3-4a). Sono definite *pieghe blande* quando l'angolo d'apertura varia tra 180° e 120° (Figura 3-8), *pieghe aperte* quando l'angolo d'apertura varia tra 120° e 70°, *pieghe chiuse* quando l'angolo d'apertura varia tra 70° e 30°, *pieghe serrate* quando l'angolo d'apertura varia tra 30° e 0°, *pieghe isoclinali* quando l'angolo d'apertura è 0° cioè i due

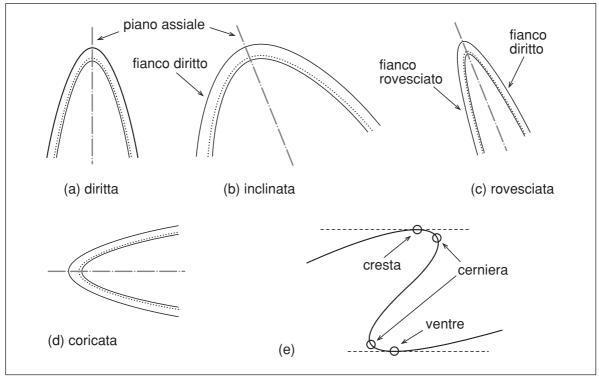


Figura 3-7 Classificazione delle pieghe sulla base dell'inclinazione del piano assiale. Si noti che la piega in (b) e in (c) hanno la solita inclinazione del piano assiale.

fianchi della piega sono paralleli tra loro. L'angolo di apertura di una piega è legato alla quantità di deformazione (strain) che le rocce hanno subito durante i vari eventi deformativi; pieghe aperte indicano bassa deformazione, pieghe isoclinali indicano invece un'intensa deformazione e sono il tipo di pieghe che si riscontrano comunemente nelle rocce di medio e alto grado metamorfico.

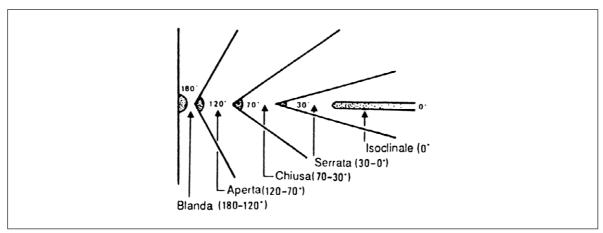


Figura 3-8 Classificazione delle pieghe sulla base dell'angolo d'apertura.

Profilo

Il *profilo* di una piega è la forma della superficie piegata osservata in una sezione ortogonale all'asse della piega.

Il caso più semplice e molto comune di profilo di una piega si ha nelle *pieghe parallele,* in cui le superfici piegate sono tra loro parallele. In questo tipo di pieghe lo spessore dello strato piegato

(t in Figura 3-9a) è costante in ogni punto della piega. Si noti che il raggio di curvatura nella zona di cerniera delle varie superfici piegate diminuisce verso il nucleo della piega, cioè le varie superfici piegate hanno forma tra loro diversa.

Un altro profilo molto comune, specialmente in rocce metamorfiche, si ha nel caso delle *pieghe simili*. In questo tipo di pieghe la forma di tutte le superfici piegate è uguale, cioè le pieghe possono essere descritte come originate da una superficie piegata che viene traslata nello spazio parallelamente a se stessa (questa direzione di traslazione è rappresentata dalle frecce interne allo strato in Figura 3-9b). Nelle pieghe simili lo spessore degli strati è minore nei fianchi (spessore t' in Figura 3-9b) e maggiore nelle zone di cerniera (t" in Figura 3-9b), lo spessore è invece costante se lo misuriamo parallelamente alla direzione di traslazione. E' importante notare che la direzione di traslazione è contenuta nel piano assiale della piega.

Le *pieghe concentriche* sono invece un caso particolare delle pieghe parallele, in cui oltre a mantenersi costante lo spessore degli strati, questi sono degli archi di circonferenza. Il centro di queste circonferenze è il *centro di curvatura* della piega (punto c in Figura 3-9c). Proprio perché gli strati devono essere archi di cerchio, le pieghe concentriche non possono continuare infinitamente verso il basso, ad un certo punto non sarà più possibile tracciare degli archi di cerchio e gli strati dovranno avere una forma a cuspide, cambiando decisamente il profilo della piega (Figura 3-9c).

Le *pieghe a chevron* (anche dette *pieghe a kink*) sono pieghe caratterizzate dall'avere fianchi rettilinei e cerniere a cuspide (Figura 3-9d). Questa particolare geometria fa si che lo spessore degli strati è sempre costante (come in una piega parallela), e che queste pieghe possono essere descritte da una superficie traslata parallela a se stessa (come in una piega simile).

E' importante notare che pieghe simili e pieghe a chevron possono svilupparsi indefinitamente verso l'alto e verso il basso, cioè si possono avere pieghe simili e a chevron di spessori notevoli, al contrario pieghe parallele e pieghe concentriche non possono svilupparsi indefinitamente verso il basso (il raggio di curvatura degli strati nel nucleo della piega non può ridursi indefinitamente) e in profondità devono ad un certo punto terminare (in corrispondenza di faglie o sovrascorrimenti, in presenza di formazioni meno competenti, ecc.).

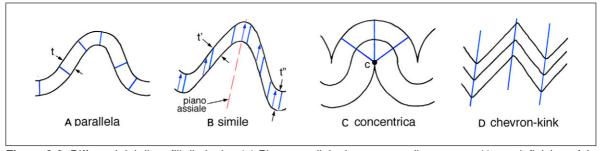


Figura 3-9 Differenti tipi di profili di pieghe. (a) Piega parallela, lo spessore di uno strato (t) per definizione è lo spessore misurato ortogonalmente alla superficie di strato. (b) Piega simile. (c) Piega concentrica. (d) Piega a chevron - piega a kink.

3.3 Sistemi di pieghe

In natura in una regione deformata non si assiste allo sviluppo di una sola piega, ma comunemente si formano numerose pieghe di dimensioni molto variabili, dalla scala di alcuni chilometri a quella millimetrica. L'insieme di più pieghe in un'area è detto *sistema di pieghe*.

In un sistema di pieghe si possono avere due casi:

a) tutti i fianchi delle pieghe hanno la solita lunghezza; in questo caso si parla di *pieghe simme-triche* (Figura 3-10a);

b) i fianchi delle pieghe hanno lunghezza differente, con un fianco più lungo dell'altro; in questo caso si tratta di *pieghe asimmetriche* (Figura 3-10b).

Sistemi di pieghe asimmetriche come quello rappresentato in Figura 3-10b è molto probabile che siano originati da una deformazione per taglio semplice, che nel caso illustrato ha senso di taglio destrale (vedi coppia di frecce in Figura 3-10b). Le creste delle cerniere in questo caso si sono spostate verso destra rispetto al ventre durante la deformazione. In natura sviluppo di pieghe asimmetriche si ha spesso alla base di sovrascorrimenti lungo cui si ha la messa in posto di unità tettoniche, quindi riconoscere l'asimmetria delle pieghe ci fornisce informazioni sul senso di taglio durante la deformazione e quindi informazioni sulla direzione di messa in posto delle unità tettoniche sovrastanti, cioè del senso di trasporto tettonico generale di un'area.

Tutti questi concetti sono compresi nel termine *vergenza* di una piega. Nel suo significato originario la vergenza di una piega è la direzione opposta alla direzione di immersione del piano assiale e rappresenta la direzione di trasporto tettonico in un'area; solo le pieghe asimmetriche possiedono una vergenza. Questo concetto introdotto nel 1930 è ancora oggi molto usato, soprattutto in aree poco deformate, ma può spesso portare ad erronee conclusioni se la vergenza è dedotta in aree in cui sono presenti pieghe di dimensioni chilometriche con pieghe minori nei fianchi (Figura 3-12) oppure pieghe ripiegate.

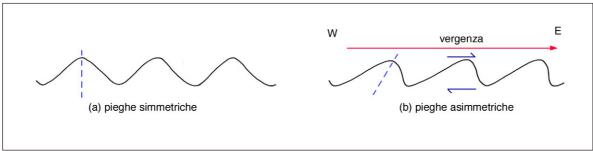


Figura 3-10 Pieghe simmetriche ed asimmetriche. A tratteggio è riportato il piano assiale delle pieghe.

La maggior parte delle pieghe asimmetriche che possiamo osservare in affioramento si formano durante lo sviluppo di pieghe di dimensioni chilometriche. Durante il piegamento di una successione stratigrafica (Figura 3-11a) nella cerniera si ha la minore deformazione, mentre la maggiore deformazione si ha nei fianchi delle pieghe. Nei due fianchi si ha movimento di ogni strato rispetto a quello sottostante e sovrastante e si hanno nei due fianchi deformazioni caratterizzate da senso di taglio opposto, cioè destro in un fianco e sinistro nell'altro.

Se tra due strati sono presenti livelli facilmente deformabili (Figura 3-11b) in questi livelli durante la deformazione si svilupperanno facilmente delle pieghe. In ogni fianco queste pieghe avranno asimmetria opposta, sviluppando in un fianco delle pieghe con forma tipo la lettera "S", mentre nell'altro fianco si avranno pieghe con forma tipo delle "Z", perché i due fianchi sono caratterizzati da senso di taglio opposto. Nella zona di cerniera si avranno invece pieghe simmetriche con forma tipo "M". Tutte queste pieghe con dimensioni minori rispetto alla piega principale che sono dette *pieghe minori* o *pieghe parassite*. E' importante ricordare che l'asimmetria a "S" o "Z" di una piega dipende dalla direzione con cui di guarda la piega, cioè la asimmetria cambia se guardiamo la piega dalla parte opposta. Siccome le pieghe parassite si formano contemporaneamente alla formazione della piega maggiore, gli assi delle pieghe parassite sono paralleli all'asse della piega principale.

Poiché le pieghe minori parassite hanno asimmetria opposta sui due fianchi, questo va tenuto presente quando si applica il concetto di vergenza (Figura 3-10b). Se per esempio noi osserviamo un affioramento di qualche metro che è situato nel fianco inverso di una grande piega chilometrica (Figura 3-12) vedremo pieghe che hanno una vergenza opposta rispetto a quella della piega principale. Se avvicinandoci ulteriormente all'affioramento possiamo vedere altre pieghe

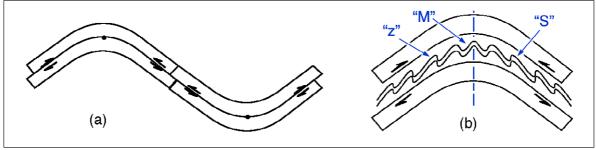


Figura 3-11 Sviluppo di pieghe parassite. L'asimmetria a S, Z o M dipende dalla posizione delle pieghe rispetto al piano assiale della piega.

parassite di ordine inferiore, nel fianco inverso di queste pieghe osserveremo un'asimmetria e quindi una vergenza uguale a quella della piega principale. In conclusione il concetto di vergenza può essere applicato solo se siamo sicuri di osservare le pieghe maggiori presenti in un'area.

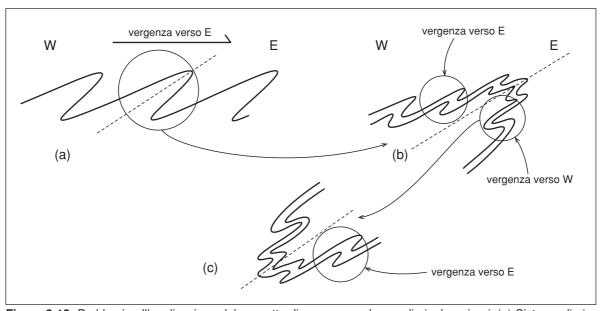


Figura 3-12 Problemi nell'applicazione del concetto di vergenza nel caso di pieghe minori. (a) Sistema di pieghe principale. (b) Pieghe parassite nei due fianchi della piega, nel fianco inverso il senso di asimmetria è opposto rispetto a quello della piega principale. (c) Nel fianco inverso della piega parassita sono presenti pieghe con un'asimmetria uguale a quello della piega principale.

Se in un'area sono presenti numerose pieghe parassite e se si vuole dare un'idea dell'andamento regionale generale della superficie piegata risulta più conveniente misurare (e quindi riportare in una carta geologica) non tutte le pieghe, ma la *superficie di inviluppo delle pieghe*, cioè la superficie che passa per le cerniere delle pieghe (Figura 3-13). Se la superficie di inviluppo è a sua volta piegata è possibile individuare superfici di inviluppo di ordine superiore.

In un sistema di pieghe è possibile che strati adiacenti risultino piegati con la stessa lunghezza d'onda, ampiezza e simmetria; un insieme di pieghe con queste caratteristiche è un insieme di pieghe armoniche (Figura 3-14a). Se strati adiacenti sono piegati in modo differente, mostrando pieghe con lunghezza d'onda, ampiezza e simmetria differente, nel loro insieme queste pieghe sono dette pieghe disarmoniche (Figura 3-14b).

Sistemi di pieghe particolari sono quelli caratterizzati da una coppia di pieghe asimmetriche con opposto senso di asimmetria e piani assiali che immergono l'uno verso l'altro. Questo tipo di pieghe sono dette pieghe coniugate e il caso più comune in natura è quello delle pieghe "a scato-

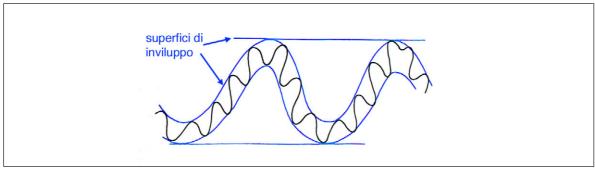


Figura 3-13 Inviluppo di una superficie piegata.

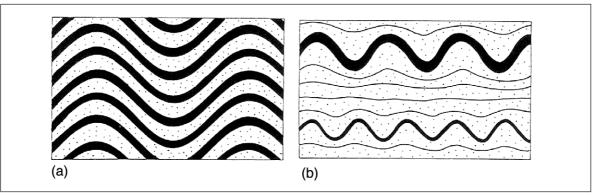


Figura 3-14 (a) Pieghe armoniche. (b) Pieghe disarmoniche.

la" caratterizzate da una zona di cerniera suborizzontale che forma un angolo di circa 90° con i fianchi e dei *kink coniugati*.

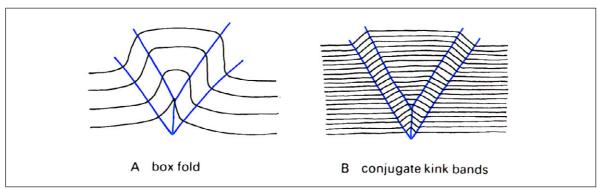


Figura 3-15 (a) Piega a scatola. (b) Pieghe a kink coniugate.

3.4 Pieghe in tre dimensioni

Abbiamo già visto in precedenza la differenza fondamentale tra pieghe cilindriche e pieghe non cilindriche (Capitolo 3.1). Nel caso di pieghe non cilindriche (Figura 3-16c, d) la variazione di orientazione nello spazio dell'asse della piega genera zone di cerniera non rettilinee con porzioni della piega più elevate rispetto ad altre. Le zone più elevate si hanno in corrispondenza delle cerniere delle antiformi in cui si hanno zone di culminazione assiale, le zone più basse si hanno in corrispondenza delle cerniere delle sinformi in cui si hanno zone di depressione assiale (Figura 3-16e).

Nelle zone di culminazione assiale l'erosione può portare ad affiorare le formazioni più antiche e la stratificazione immerge in modo radiale verso l'esterno della zona di culminazione, queste strutture sono anche dette *duomi*. Nelle zone di depressione assiale affiorano solitamente le formazioni più giovani e la stratificazione immerge in modo radiale verso il centro della zona di depressione assiale, queste strutture sono dette *bacini*.

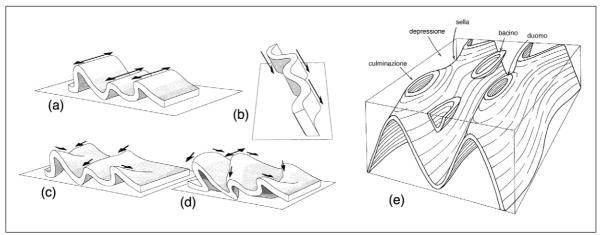


Figura 3-16 (a) Pieghe cilindriche con asse orizzontale. (b) Pieghe cilindriche con asse inclinato. (c) Pieghe debolmente non cilindriche. (d) Pieghe fortemente non cilindriche. (e) Duomi, bacini e zone di depressione e culminazione assiale.

In zone di taglio e in rocce metamorfiche molto deformate si possono formare pieghe fortemente non cilindriche con piano assiale suborizzontale dette *pieghe a guaina* (*sheath fold*). Anche in questo tipo di pieghe si possono avere delle culminazioni assiali, ma data la particolare geometria delle pieghe le formazioni più antiche affioreranno solo in tagli naturali ortogonali all'andamento generale della stratificazione, verticali nell'esempio di Figura 3-17. Sono pieghe molto particolari in quanto nell'area di affioramento si osserverà quasi ovunque il parallelismo tra gli assi della piega, le lineazioni di estensione e lineazioni di intersezione (vedi oltre).

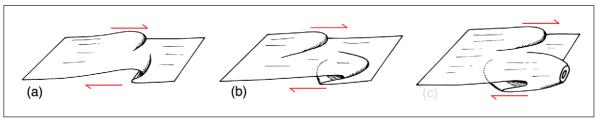


Figura 3-17 Formazione di pieghe a guaina.

In tre dimensioni pieghe con geometria complessa con culminazioni e depressioni assiali sono spesso il risultato di piegamenti sovrapposti. Per *piegamenti sovrapposti* si intende la sovrapposizione in un'area di due (o più) sistemi di pieghe che generano pieghe con geometria complicata, la sovrapposizione è originata da due eventi tettonici che si sono succeduti nel tempo, ognuno con direzioni di raccorciamento differente. Nell'esempio di Figura 3-18 piegamenti sovrapposti sono originati dall'interferenza di due sistemi di pieghe cilindriche. La geometria risultante dipende dalla reciproca orientazione dei due sistemi di pieghe.

Pieghe con geometria particolare si hanno nelle aree in cui le pieghe terminano, cioè nelle aree in cui si esaurisce la deformazione. L'area in cui una piega termina è detta *terminazione periclina-le* (Figura 3-19a) della piega e in questa particolare area la piega ha una geometria sicuramente non cilindrica, che spesso si avvicina ad una geometria conica (*piega conica*, Figura 3-19b). Il ter-

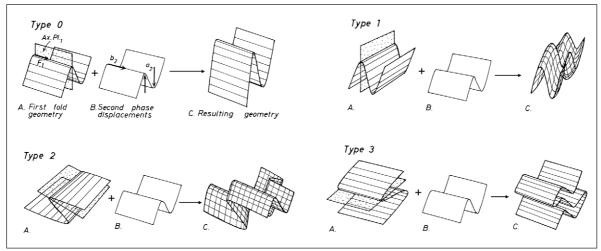


Figura 3-18 Piegamenti sovrapposti come interferenza tra due sistemi di pieghe cilindriche. In tutti i quattro tipi di interferenza, A è il primo sistema di pieghe, B il secondo e C è la geometria risultante.

mine "terminazione periclinale" si usa sia per anticlinali che per le sinclinali. Spesso alla fine di una piega si ha lo sviluppo di un'altra piega, con piano assiale spostato, tale insieme di pieghe è detto *pieghe en-echelon* (Figura 3-19c).

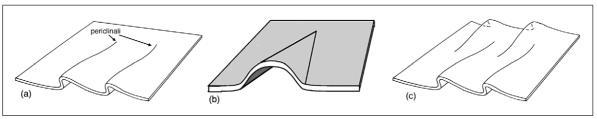


Figura 3-19 (a) Terminazioni periclinali di pieghe. (b) Piega conica. (c) Pieghe en-echelon.

3.5 Meccanismi di piegamento

Le pieghe possono formarsi per due differenti meccanismi:

- a) pieghe per flessione (*buckling*), legate ad un raccorciamento orizzontale degli strati (Figura 3-20a);
- b) pieghe passive, in cui il piegamento degli strati è la risposta passiva allo sviluppo di strutture geologiche sottostanti come faglie dirette o inverse (Figura 3-20b).

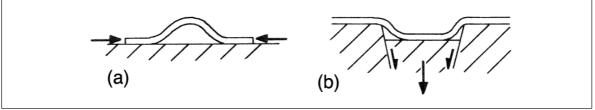


Figura 3-20 (a) Piegamento per flessione. (b) Pieghe passive.

3.5.1 Pieghe per flessione

Nel caso di *pieghe per flessione* (*buckling*) è l'applicazione di uno sforzo σ_1 in genere suborizzontale che porta alla formazione della piega. Se la direzione di applicazione dello sforzo è suborizzontale si formeranno pieghe con piano assiale subverticale (Figura 3-20a).

La lunghezza d'onda delle pieghe che si formano è funzione, oltre che dall'entità dello sforzo applicato, del contrasto di viscosità tra la roccia che costituisce lo strato e la roccia circostante. Nel caso di contrasto di viscosità alto, cioè lo strato è molto più competente della roccia circostante (Figura 3-21a), lo strato si deformerà poco internamente, ma si piegherà. Si deformerà molto la roccia circostante, che potrà fluire all'intradosso delle pieghe. Nel caso di contrasto di viscosità sempre minore (Figura 3-21b, c) lo strato si piegherà formando delle pieghe sempre più aperte, ma aumenterà molto la deformazione interna dello strato evidenziata da un aumento di spessore.

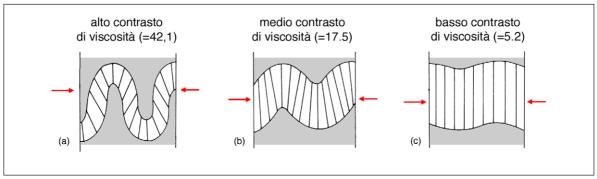


Figura 3-21 Geometria di pieghe per flessione con vari contrasti di viscosità tra lo strato piegato e la roccia circostante (in grigio).

3.5.2 Pieghe passive

Pieghe passive sono pieghe che si formano non a seguito di compressione orizzontale di uno strato, ma perché nelle rocce sottostanti il livello piegato si formano strutture geologiche particolari. I casi più comuni di pieghe passive sono quelle che si sviluppano al di sopra di faglie listriche (anticlinali di rollover), sopra sovrascorrimenti (fault-bend fold), oppure in corrispondenza della terminazione di faglie (fault-propagation fold).

Anticlinali di rollover

Le anticlinali di *rollover* si formano al di sopra di faglie dirette la cui superficie di faglia non è planare, ma ha una geometria listrica. Come abbiamo già visto nel Capitolo 2.2, nel caso di faglie listriche il movimento tra i due blocchi porterebbe alla formazione di vuoti, che in natura non è possibile. Un modo comune di riempire questi vuoti è il movimento verso il basso delle rocce a tetto della faglia in prossimità del piano di faglia, che possono acquistare quindi una struttura ad anticlinale.

Fault-bend fold

Con il termine *fault-bend fold* si intendono pieghe passive che si formano al di sopra di sovrascorrimenti con struttura tipo *ramp-flat*. Questi tipi di sovrascorrimenti sono caratterizzati da tratti suborizzontali e tratti inclinati della superficie di faglia, le rocce che si muovo orizzontalmente sopra di essi devono adattarsi a questa particolare geometria, formando delle pieghe (Figura 3-23a-c). Le pieghe si formano quando la roccia transita sopra un *ramp* e si formano sempre strutture antiformi, nel caso ideale di *ramp* e *flat* rettilinei si formeranno delle pieghe

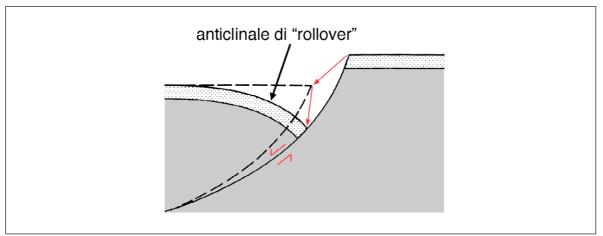


Figura 3-22 Anticlinale di rollover.

tipo *kink*. E' importante notare che le pieghe si formano successivamente alla formazione del sovrascorrimento.

Fault-propagation fold

Con il termine *fault-propagation fold* si intendono pieghe passive che si formano contemporaneamente allo sviluppo di faglie inverse o sovrascorrimenti, in corrispondenza della terminazione delle faglie stesse.

In Figura 3-23d-e è schematicamente illustrato lo sviluppo di pieghe passive di questo tipo. Supponiamo di avere un sovrascorrimento suborizzontale che ad un certo punto diventa più inclinato e taglia la successione stratigrafica (*ramp*). Il sovrascorrimento si esaurisce verso l'alto, il punto dove termina è detto *tip*. La piega si sviluppa al di sopra del *tip* perché a destra del *tip* la successione è spostata verso sinistra, mentre a sinistra del *tip* non è deformata.

Tipiche di questo tipo di deformazione sono pieghe a *kink* rovesciate, in cui il fianco rovesciato diventa sempre maggiore contemporaneamente alla crescita della faglia, cioè allo spostamento del *tip* verso l'alto.

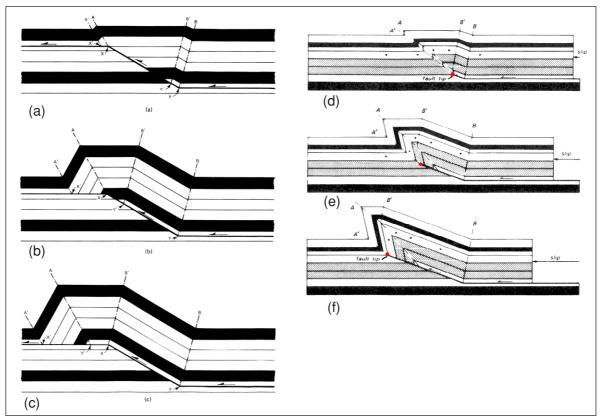


Figura 3-23 (a-c) Formazione di fault-bend fold. (d-f) Formazione di fault-propagation fold.

4 Zone di taglio

4.1 Caratteri generali

Una zona di taglio in una roccia è una zona deformata compresa tra due blocchi non deformati. Le due parti non deformate hanno subito uno spostamento relativo parallelamente ai limiti della zona di taglio.

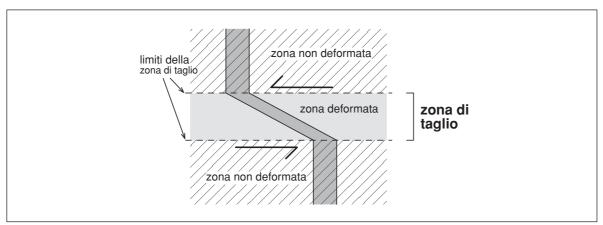


Figura 4-1 Schema di una zona di taglio sinistra.

Zone di taglio in natura possono avere dimensioni molto variabili, dallo spessore di parecchi chilometri e sviluppo di parecchie decine di chilometri, fino a dimensioni millimetriche. All'interno delle zone di taglio si ha essenzialmente una deformazione non localizzata, cioè senza la formazione di zone di faglia, con una distribuzione omogenea dello strain.

Una deformazione diffusa è una deformazione tipica di livelli strutturali profondi e quindi le zone di taglio si sviluppano in profondità. Spesso le zone di taglio più importanti si sviluppano in profondità sul prolungamento di faglie trascorrenti (Figura 4-2a), sovrascorrimenti (Figura 4-2b) o faglie dirette (Figura 4-2c).

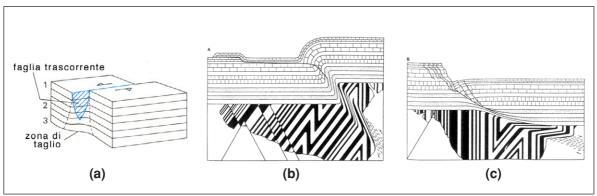


Figura 4-2 Rapporti tra faglie e zone di taglio. (a) Zona di taglio come prolungamento verso il basso di una faglia trascorrente. (b) Zona di taglio sul prolungamento di un sovrascorrimento. (c) Zona di taglio sul prolungamento di una faglia diretta. Si noti come lo sviluppo di pieghe in profondità può essere la risposta allo sviluppo in superficie di faglie inverse o dirette.

4.2 Strutture in zone di taglio

La deformazione all'interno di una zona di taglio può essere visualizzata dall'orientazione dell'ellisse dello strain al suo interno. Dalla Figura 4-3 si vede che:

- a) in una zona di taglio l'asse maggiore dell'ellisse dello strain è obliquo rispetto ai limiti della zona di taglio;
- b) l'angolo tra l'asse maggiore dell'ellisse dello strain e i limiti della zona di taglio diminuiscono all'aumentare della deformazione (angolo θ in Figura 4-3c);
- c) le zone di taglio sono originate da un σ_1 che è orientato a 45° con i limiti della zona di taglio.

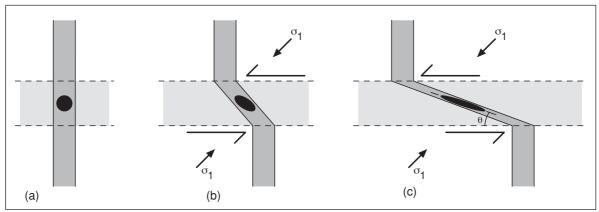


Figura 4-3 Deformazione all'interno di una zona di taglio.

Da queste osservazioni deriva che se si sviluppano delle pieghe in una zona di taglio queste avranno i piani assiali obliqui rispetto ai limiti della zona di taglio, dovendo essere gli assi ortogonali alla direzione Z dell'ellissoide dello strain (Figura 4-4). Se invece si sviluppano delle fratture queste dovranno essere ortogonali a σ_3 , esse possono in seguito essere ruotate ed acquisire una caratteristica forma sigmoidale. Le fratture con questa forma sono dette *tension gash*.

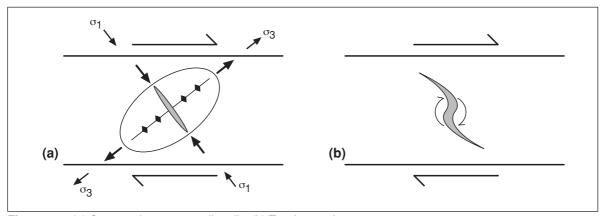


Figura 4-4 (a) Strutture in una zona di taglio. (b) Tension gash.

In una zona di taglio spesso si formano numerose *tension gash*, che risulteranno allineate (Figura 4-5a). Comuni sono anche *tension gash* in zone di taglio coniugate (Figura 4-5b), in questo caso si avranno allineamenti "incrociati" di *tension gash*.

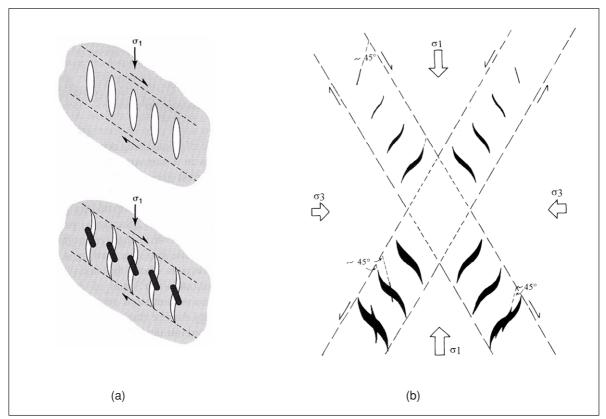


Figura 4-5 (a) Sviluppo di *tension gash* in una zona di taglio. (b) *Tension gash* in zone di taglio coniugate.

5 Foliazioni

5.1 Introduzione

Una *foliazione* è un insieme di superfici planari in una roccia originatesi a seguito di un processo deformativo; foliazione è quindi un termine molto generale che comprende qualsiasi tipo di superficie o discontinuità all'interno di una roccia. Una foliazione è dunque una anisotropia nella roccia e spesso le rocce perdono di coesione lungo tali superfici, fratturandosi facilmente (anche semplicemente colpendole con il martello). Una foliazione può essere espressa da: discontinuità, variazione delle dimensioni dei granuli, variazione nella composizione mineralogica, orientazione preferenziale di minerali con abito appiattito o di minerali appiattiti durante la deformazione, orientazione preferenziale di aggregati di minerali.

Una roccia può contenere una o più foliazioni che si sono sviluppate durante i vari eventi deformativi che la roccia ha subito, esse sono nominate progressivamente dalla più vecchia alla più giovane con le sigle: S_1 , S_2 , S_3 , ecc. . In campagna le varie foliazioni possono essere riconosciute in quanto la foliazione più giovane taglia tutte quelle precedenti. La stratificazione (non è una foliazione in quanto è di origine primaria e non legata ad un processo deformativo) è solitamente indicata con S_0 .

In rocce suborizzontali poco o non deformate si possono avere casi particolari di foliazioni parallele alla stratificazione legate non ad una deformazione, ma al carico litostatico dei sedimenti sovrastanti.

Una foliazione può essere: penetrativa, cioè molto fitta ed interessare tutta la roccia, oppure non penetrativa (anche detta spaziata), se le superfici sono tra loro ad una certa distanza e isolano volumi di roccia non deformata. La classificazione in foliazioni penetrative e non penetrative necessita però di definire inizialmente una scala di osservazione, in quanto una foliazione può essere penetrativa ad una certa scala di osservazione (es. in affioramento) e non penetrativa ad un'altra scala (es. alla scala del campione a mano).

Un criterio di classificazione delle foliazioni è basato sul grado di ricristallizzazione metamorfica e permette di suddividerle in:

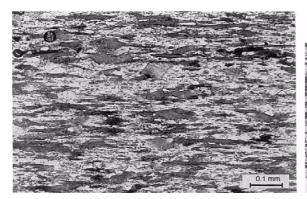
- a) clivaggio: una foliazione che si sviluppa a grado metamorfico basso o molto basso e non è accompagnata da ricristallizzazione metamorfica importante. Può avere varie origini ed è possibile distinguere un: clivaggio ardesiaco, clivaggio di crenulazione, clivaggio di dissoluzione, clivaggio di frattura.
- b) *scistosità*: foliazione con significativa ricristallizzazione metamorfica che si sviluppa a medio e alto grado metamorfico; i minerali metamorfici sono di dimensioni tali da essere visibili a occhio nudo. Negli gneiss è possibile distinguere una *scistosità gneissica*.

5.2 Clivaggio ardesiaco (slaty cleavage)

Si sviluppa in argille deformate a basso grado metamorfico ed è caratterizzato da un fitto allineamento di minerali metamorfici (di solito muscovite e minerali argillosi) di dimensioni non osservabili a occhio nudo. E' caratteristico di rocce metamorfiche di basso grado quali ardesie (es. lavagne) e filladi (Figura 5-1).

Spesso parallelamente alla superficie di clivaggio, oltre ai minerali metamorfici di neoformazione, si osservano anche altri minerali che sono stati ruotati parallelamente al clivaggio, oppure

minerali deformati. Il clivaggio ardesiaco corrisponde quindi, in prima approssimazione, al piano di massimo appiattimento X-Y dell'ellissoide dello strain.



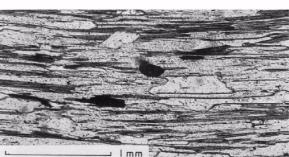


Figura 5-1 Sezioni sottili di *slaty cleavage* in filladi. La foliazione è data dall'allineamento di cristalli di biotite e muscovite.

5.3 Clivaggio di crenulazione

Una *crenulazione* è una piega a scala millimetrica o submillimetrica in una roccia. Pieghe di questo tipo si sviluppano preferenzialmente in filladi o comunque in rocce di basso grado metamorfico (ardesie, calcescisti, ecc.), in cui è presente un fitto allineamento di fillosilicati che può venire successivamente ripiegato.

Come abbiamo visto nel Capitolo 3.2, nel caso delle pieghe simili si hanno fianchi assottigliati rispetto alle zone di cerniera (Figura 3-9b), cioè i fianchi sono sottoposti ad un raccorciamento maggiore rispetto alle zone di cerniera. Se si deforma con una geometria simile una roccia metamorfica ricca in quarzo e fillosilicati si otterrà che nei fianchi il forte assottigliamento provocherà una dissoluzione dei minerali che si deformano più facilmente, cioè il quarzo, e quindi indirettamente si osserverà nei fianchi un'aumento dei minerali meno "solubili", cioè i fillosilicati. Se in una roccia si sviluppano una serie di crenulazioni con profilo di tipo simile e piani assiali tra loro paralleli, si avrà un allineamento di tutti i fianchi e di tutte le cerniere; si formeranno quindi delle zone parallele ai piani assiali delle micropieghe ognuna caratterizzata da un arricchimento in fillosilicati (corrispondente all'allineamento dei fianchi) oppure un arricchimento in quarzo (corrispondente ad allineamento di cerniere). Nella roccia si sarà sviluppata quindi una nuova variazione composizionale legata ad un evento deformativo, questo tipo di foliazione è detta *clivaggio di crenulazione* (Figura 5-2a, b).

Poiché per avere un clivaggio di crenulazione bisogna avere una foliazione metamorfica che viene ripiegata, questo tipo di foliazione è comune in aree metamorfiche polideformate.

Se la deformazione è intensa, nel caso di pieghe asimmetriche si può arrivare ad un fianco fortemente assottigliato (Figura 5-2c), oppure quasi del tutto obliterato con i minerali scarsamente solubili (muscovite) ruotati e paralleli alla nuova foliazione.

5.4 Clivaggio di dissoluzione

E' un clivaggio comune in rocce carbonatiche non metamorfiche (o poco metamorfiche) che vengono deformate. Le superfici di clivaggio sono rappresentate la superfici lungo cui si è avu-

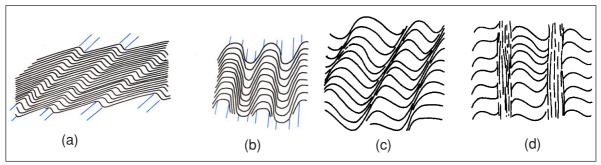


Figura 5-2 (a) Clivaggio di crenulazione da pieghe asimmetriche. (b) Clivaggio di crenulazione da pieghe simmetriche. (c) Clivaggio di crenulazione con assottigliamento di un fianco. (d) Clivaggio di crenulazione con completa rotazione di fillosilicati parallelamente ai piani assiali delle pieghe.

to dissoluzione dei minerali più solubili (es. calcite) e conseguentemente relativo arricchimento in minerali insolubili (es. minerali argillosi, sericite, ecc.).

La Figura 5-3 mostra schematicamente il processo di formazione di un clivaggio di dissoluzione. In Figura 5-3a è raffigurata la roccia iniziale (es. un calcare) con granuli di calcite circondati da minerali argillosi di dimensioni molto minori. Se si applica uno sforzo (σ_1) si innescano dei processi di diffusione a scala dei singoli grani, cioè un singolo grano viene disciolto sulle facce ortogonali a σ_1 , la calcite disciolta entra nelle fasi fluide che esistono nella roccia all'interfaccia tra i singoli grani e può andare a ricristallizzare in vene in altre parti della roccia. Dove si ha dissoluzione di calcite si ha necessariamente arricchimento nei minerali che non vengono portati in soluzione (minerali argillosi, sericite, ossidi, ecc.). In una roccia si possono quindi formare degli allineamenti (Figura 5-3c) di minerali insolubili che corrispondono a zone in cui la dissoluzione ha agito maggiormente.

Le superfici di dissoluzione ricche in minerali insolubili sono dette *giunti stilolitici* o *stiloliti*, e in natura hanno spesso un andamento non rettilineo, ma molto irregolare; a una scala di osservazione più grande i giunti stilolitici sono comunque ortogonali a σ_1 . Si formano comunemente in rocce carbonatiche perché la calcite è uno tra i minerali in cui il processo di dissoluzione e riprecipitazione agisce a temperature più basse.

5.5 Clivaggio di frattura

Un *clivaggio di frattura* è un insieme di fratture planari tra loro parallele che interessano un volume di roccia. Si sviluppa in rocce competenti (es. arenarie) deformate a bassa temperatura e spesso le fratture sono riempite da cristalli di quarzo o calcite di neoformazione (vene). Talvolta lungo le superfici di frattura si può avere movimento (faglie), osservabile solo a scala microscopica.

E' molto importante notare che tutti i tipi di foliazione (slaty cleavage, clivaggio di crenulazione, di dissoluzione, scistosità, ecc.) producono anisotropie e discontinuità lungo cui la roccia può facilmente perdere di coesione e rompersi, anche solo a seguito dell'azione di agenti atmosferici: qualsiasi superficie di foliazione può quindi evolvere in una superficie di frattura. Molto spesso infatti quello che oggi riconosciamo come un clivaggio di frattura ha avuto un'origine del tutto diversa e può rappresentare un vecchio clivaggio di crenulazione, di dissoluzione o una scistosità lungo successivamente si è avuta perdita di coesione.

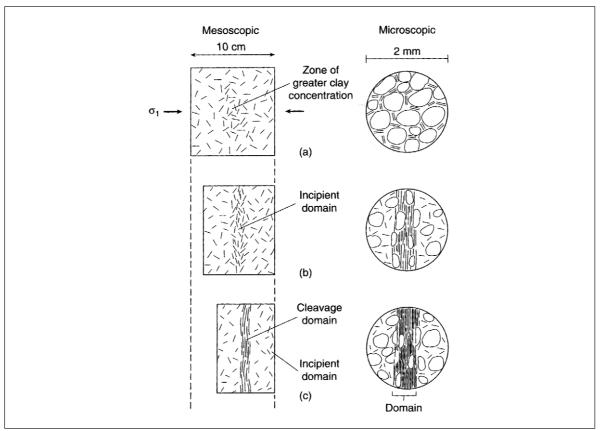


Figura 5-3 Formazione di un clivaggio di dissoluzione. (a) Roccia iniziale con granuli di materiale che può facilmente venire disciolto (es. calcite) circondati da minerali insolubili (es. minerali argillosi). (b) In una zona della roccia si ha una progressiva diminuzione delle dimensioni dei cristalli di calcite per dissoluzione. (c) La completa dissoluzione di grani di calcite forma una zona arricchita in minerali argillosi. Per in formazioni sul meccanismo deformativo di dissoluzione-riprecipitazione si vedano le dispense "Analisi dello Sforzo e della Deformazione".

5.6 Scistosità

La *scistosità* è una foliazione definita dall'allineamento di minerali metamorfici di forma planare o tabulare (muscovite, biotite, ecc.) di dimensioni tali da essere visibili a occhio nudo.

E' la foliazione comune delle rocce metamorfiche metamorfosate in facies scisti verdi e anfibolitica. Caratteristica in scisti, può essere considerata un'evoluzione dello *slaty cleavage* o della scistosità di crenulazione, in cui le dimensioni dei minerali metamorfici sono aumentate a seguito della maggiore temperatura del metamorfismo.

In prima approssimazione la scistosità è circa parallela alla superficie di massimo appiattimento X-Y dell'ellissoide dello strain.

5.7 Scistosità gneissica

La scistosità gneissica è una foliazione definita dall'allineamento di minerali metamorfici visibili a occhio nudo, a cui si accompagna una differenziazione metamorfica durante un metamorfismo di alto grado. E' tipica di rocce quali gli gneiss.

Una differenziazione metamorfica è la formazione di alternanze composizionali all'interno di una roccia a seguito di una deformazione in condizioni alto grado metamorfico. A seguito dei processi metamorfici si possono infatti avere alternanze di livelli da millimetrici a centimetrici di spessore ricchi in quarzo, alternati a livelli centimetrici ricchi in feldspati, oppure in biotite, oppure in mica.

Una struttura particolare, detta *struttura occhiadina* è tipica di ortogneiss con grandi porfiroclasti di feldspato. La foliazione circonda questi porfiroclasti, spesso di dimensioni centimetriche.

5.8 Rapporti foliazioni-pieghe

Se si esclude il clivaggio di frattura, tutti i tipi di foliazione visti in precedenza si formano ortogonalmente a σ_1 e rappresentano, in prima approssimazione, la superficie di massimo appiattimento nella roccia, cioè il piano X-Y dell'ellissoide dello strain. Poiché anche le pieghe per flessione si formano a seguito dell'applicazione di uno sforzo e siccome, come abbiamo visto in Figura 3-20a, nel caso più semplice il piano assiale è ortogonale allo sforzo applicato, ne consegue che le foliazioni che si formano a seguito di un piegamento coincidono con il piano assiale della piega. Questo è quello che effettivamente si riscontra in natura e per questo motivo si parla spesso di *foliazione di piano assiale* di una piega, per indicare una foliazione che è parallela al piano assiale della piega e che si è sviluppata durante la formazione di quella piega (Figura 5-4a).

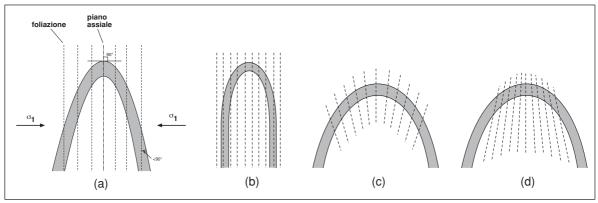


Figura 5-4 (a) Foliazione di piano assiale di una piega. (b) Parallelismo tra foliazione e stratificazione in una piega isoclinale. (c) Ventaglio convergente della foliazione di piano assiale. (d) Ventaglio divergente della foliazione di piano assiale.

La foliazione di piano assiale di una piega forma un angolo di 90° con la superficie piegata nella zona di cerniera, mentre questo angolo è minore di 90° nei fianchi della piega (Figura 5-4a). Nei fianchi di pieghe isoclinali si ha il parallelismo tra foliazione e stratificazione (Figura 5-4b). Spesso in natura la foliazione di piano assiale di una piega non è perfettamente parallela al piano assiale della piega stessa, ma forma un ventaglio convergente (Figura 5-4c) o divergente (Figura 5-4d) rispetto al piano assiale. Questa geometria della foliazione di piano assiale si ha quando vengono piegati assieme strati con competenza differente, come illustrato in Figura 5-5. In Figura 5-5a è raffigurato schematicamente una successione di arenarie e argille che vengono deformate applicando un raccorciamento orizzontale. All'inizio della deformazione (Figura 5-5b) tutta la successione si deformerà in modo omogeneo e si formerà una foliazione ortogonale a σ_1 , che attraverserà tutti gli strati con un andamento circa rettilineo. All'aumentare della deformazione (Figura 5-5c) si formeranno delle pieghe e la forma delle pieghe degli strati di arenaria (livelli più competenti) sarà funzione del contrasto di competenza tra arenaria e ar-

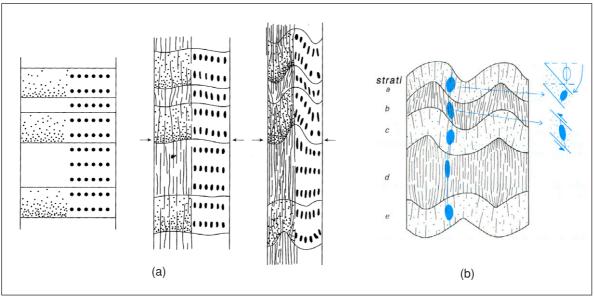


Figura 5-5 Formazione di pieghe e relativa foliazione di piano assiale.

gilla (vedi Figura 3-21). Il livello di arenaria si piegherà ma si deformerà internamente in modo illimitato, mentre i circostanti livelli di argilla si deformeranno maggiormente. Se i livelli di argilla sono più deformati significa che la foliazione in questi livelli è maggiormente inclinata rispetto alla stratificazione (vedi zone di taglio), a differenza di quanto avviene nei livelli arenacei. Poiché nei livelli argillosi il senso di taglio è opposto rispetto al piano assiale della piega, ne consegue che nei livelli arenacei la foliazione è convergente verso il nucleo della piega, mentre nei livelli argillosi più facilmente deformabili la foliazione fa un ventaglio divergente rispetto al piano assiale della piega.

Nella Figura 5-5c è importante osservare come passando da un livello più competente ad un livello meno competente la foliazione subisca una variazione di inclinazione, questo fenomeno è detto *rifrazione della scistosità*.

In tre dimensioni i rapporti tra superficie piegata, foliazione di piano assiale e pieghe minori parassite sono illustratati in Figura 5-6. Dalla figura si vede come asse della piega, linea di cerniera, asse delle pieghe minori parassite e l'intersezione tra la foliazione di piano assiale e la superficie piegata (detta lineazione di intersezione, vedi Capitolo 6.3), siano tra loro tutte parallele. Questo è molto importante perché in campagna spesso è possibile osservare solo qualcuno dei suddetti elementi lineari, ma questi ci forniranno informazioni sulla struttura principale.

5.9 Trasposizione

Con il termine *trasposizione* si intende la progressiva rotazione e riorientazione di una qualsiasi superficie geologica fino al completo parallelismo con la foliazione di piano assiale di una piega. Il fenomeno della trasposizione si ha in aree in cui si sviluppano pieghe isoclinali.

Come discusso in precedenza, nelle zone a maggiore deformazione (zone metamorfiche, ecc.) le pieghe hanno una geometria isoclinale, con fianchi paralleli raccordati da una limitata zona di cerniera (Figura 3-8). Poichè nelle pieghe isoclinali la foliazione di piano assiale è parallela ai fianchi della piega (Figura 5-4b), questo fa si che in terreni metamorfici si riscontri comunemente il parallelismo tra foliazione e stratificazione, cioè la completa *trasposizione* della stratificazione parallelamente alla foliazione esistente. La trasposizione della stratificazione parallelamente alla foliazione non si verifica nelle zone di cerniera delle pieghe, dove esse continuano a essere

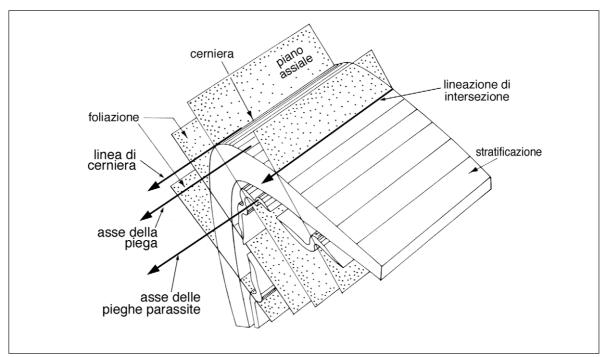


Figura 5-6 Schema riassuntivo dei vari elementi lineari e planari in una piega.

ortogonali anche nelle pieghe isoclinali, per questo motivo le zone di cerniera risultano essere zone particolarmente importanti per riconoscere le varie fasi deformative ed i rapporti tra le varie superfici primarie e tettoniche presenti sul terreno.

Particolare attenzione bisogna porre in campagna al fenomeno della trasposizione. Se si lavora in una zona in cui sono presenti delle pieghe isoclinali in cui si ha trasposizione e se non si riescono a ritrovare sul terreno le cerniere delle pieghe, è molto difficile riuscire a ricostruire l'esatta successione stratigrafica della zona perchè tutti gli strati ci sembreranno tra loro paralleli e in successione stratigrafica. La Figura 5-7 illusta questo tipo di problema. In Figura 5-7a è riportata una carta geologica schematica in cui è raffigurata una piega isoclinale, le tre formazioni A, B, C sono piegate; si può vedere come nella zona di cerniera la stratificazione e la foliazione siano tra loro ortogonali, mentre nel resto della carta stratificazione e foliazione siano parallele. In Figura 5-7b è raffigurata la solita struttura piegata, ma in questo caso la zona di cerniera non è esposta, cioè non affiora. In queste ultime condizioni non si può riconoscere l'ortogonalità tra foliazione e stratificazione e quindi non si può riconoscere la cerniera della piega, in tutta la carta quindi stratificazione e foliazione sono parallele e non è possibile riscontrare alcuna altra evidenza di piegamento. A questo punto è del tutto lecito in questa zona supporre una successione stratigrafica che dal basso verso l'alto è rappresentata dalle formazioni A-B-C-D-E, stabilendo l'esistenza di due formazioni (D e E) che in realtà non esistono, ma sono solo le formazioni A e B nel fianco rovesciato della piega. Questo esempio indica come il non riconoscimento di una piega può portare ad erronee interpretazioni della stratigrafia dell'area.

Ulteriori complicazioni si possono avere in aree dove il piegamento è stato così intenso da produrre pieghe isoclinali in cui la parte all'estradosso della cerniera può essere talmente estesa che puo "distaccarsi" dal corpo principale della piega (cerniere "sradicate") e risultare quindi una porzione di successione stratigrafica completamente trasposta e parallela alla foliazione principale. La Figura 5-8 illustra il progressivo svilupparsi di una situazione del genere. In tale figura è rappresentata schematicamente una carta geologica di un'area in cui da ovest verso est si assiste al progressivo svilupparsi di due foliazioni. La parte indicata con "S0" è la zona meno deformata ed è presente solo la stratificazione, nella zona indicata "S0+S1"si sviluppano delle pieghe con la propria scistosità di piano assiale (S1), tali pieghe diventano sempre più isoclinali andan-

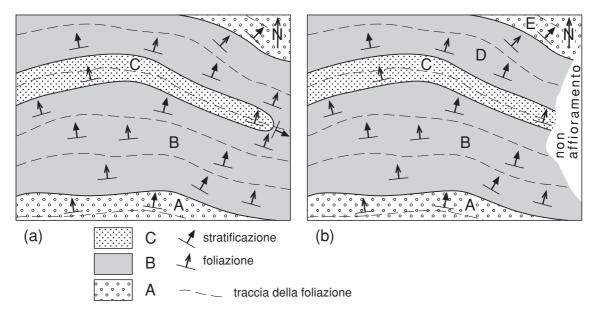


Figura 5-7 (a) Carta geologica di un'area in cui affiora una piega isoclinale, con la cerniera esposta. (b) Carta geologica di un'area in cui affiora una piega isoclinale; i fianchi sono esposti, ma zona di cerniera è coperta e non affiora (es. per la presenza di copertura vegetale, frane, depositi quaternari, ecc.).

do verso est. Nell'area "S0+S1+S2" si sviluppa un altro evento deformativo e quindi un'altra foliazione di piano assiale (S2). Nell'angolo nord-est della carta la foliazione S2 è talmente sviluppata che è l'unica foliazione osservabile in affioramento, porzioni di pieghe "sradicate" sono quindi parallele alla S2. Se non si fosse osservata tutta la successione degli eventi queste porzioni di pieghe parallele alla S2 si sarebbero potute interpretare come porzioni di una successione stratigrafica normale, con eteropie, variazioni laterali di facies, ecc.

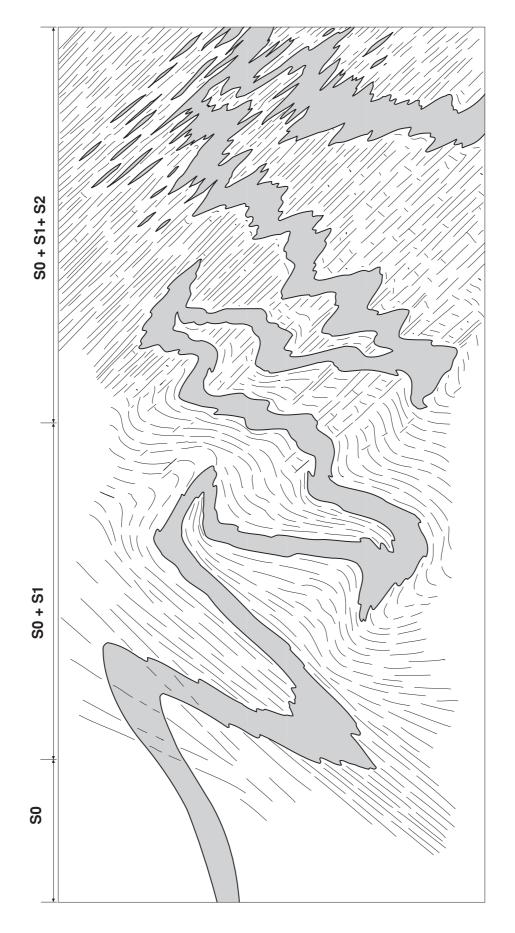


Figura 5-8 Progressiva trasposizione della stratificazione (in grigio) parallelamente alla S₁ e poi alla S₂.

6 Lineazioni

Una lineazione è un qualsiasi insieme di strutture lineari in una roccia che si sono originate a seguito di processi deformativi. Ci sono vari tipi di lineazioni, alcune legate al movimento lungo superfici di faglia (strie), alcune legate alla presenza di pieghe (lineazioni di crenulazione e lineazioni di intersezione) e infine altre legate al tipo di deformazione che ha subito una roccia (lineazioni mineralogiche e lineazioni di estensione).

6.1 Strie

Sulle superfici di faglia spesso sono presenti delle lineazioni dette *strie* che risultano dal movimento dei due blocchi lungo la faglia (Figura 6-1a), le strie indicano la direzione di movimento lungo la faglia. Strie del tutto simili si possono ritrovare anche su superfici di strato, se durante il piegamento si è avuto scivolamento di uno strato rispetto a quello sottostante o sovrastante (Figura 6-1b). In questo caso le strie sono circa ortogonali all'asse della piega.

La formazione di strie può essere dovuta a:

- a) presenza di frammenti di roccia più resistenti (più competenti) nelle rocce cataclastiche lungo la superficie di faglia; il movimento e rotolamento dei frammenti più competenti forma degli "avvallamenti" allineati (Figura 6-1c);
- b) allineamenti di cristalli (solitamente di calcite in rocce carbonatiche) che crescono nei vuoti che si formano lungo una superficie di faglia durante il movimento, se la superficie di faglia non è perfettamente planare (Figura 6-1d). Se successivamente l'erosione elimina un blocco della faglia sarà possibile osservare i cristalli, osservandoli ortogonalmente alla direzione di movimento questi risulteranno avere una disposizione particolare, con una parte che si raccorda alla superficie di faglia mentre dalla parte opposta si ha la formazione di uno scalino. La direzione verso cui immerge lo scalino è la direzione verso cui si è mosso il blocco ora mancante. Questo tipo di strie ci forniscono, oltre la direzione, anche il senso di movimento lungo la faglia, sono quindi degli *indicatori cinematici* e ci permettono di stabilire se la faglie è una faglia diretta o una faglia inversa.

Le strie sono delle lineazioni "non penetrative" in quanto non si ritrovano all'interno della roccia, ma solo lungo la superficie su cui si ha movimento. Tutte le lineazioni che vedremo in seguito sono invece di tipo "penetrativo".

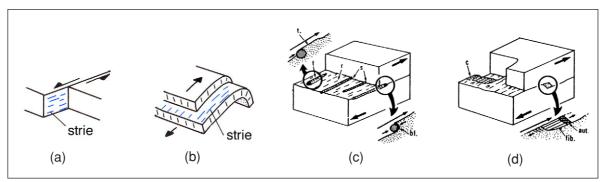


Figura 6-1 (a) Strie lungo una superficie di faglia. (b) Strie dovute al movimento strato su strato durante la formazione di una piega. (c) Formazione di strie a seguito del movimento di frammenti roccia più competenti. Queste strie sono anche dette *slickenside*. (d) Formazioni di cristalli allineati in vuoti lungo una superficie di faglia. Queste strie sono anche dette *slickenfibre*.

6.2 Lineazioni di crenulazione

Come già illustrato nel Capitolo 5.3, con il termine *crenulazione* si indica un piegamento a scala millimetrica e submillimetrica in una roccia. Per avere pieghe di queste piccole dimensioni la roccia di partenza deve essere finemente laminata ed essere ricca in fillosilicati allineati, il cui piegamento permetterà la formazione delle micropieghe. Le crenulazioni si sviluppano quindi preferenzialmente in filladi o comunque in rocce di basso grado metamorfico ricche in fillosilicati (ardesie, calcescisti, ecc.) che vengono interessate da un'ulteriore piegamento successivamente allo sviluppo delle foliazione principale.

Se si osserva dall'alto la foliazione principale di una roccia al cui interno sono presenti delle crenulazioni, le linee di cerniera delle micropieghe risulteranno tra loro parallele. L'allineamento di cerniere di crenulazioni sulla foliazione principale di una roccia definisce una *lineazione di crenulazione* (Figura 6-2a).

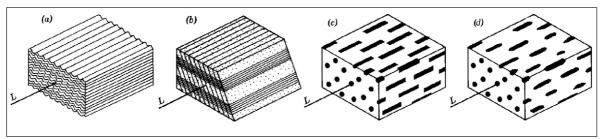


Figura 6-2 Vari tipi di lineazioni. (a) Lineazioni di crenulazione. (b) Lineazioni di intersezione. (c) Lineazioni mineralogiche. (d) Lineazioni di estensione.

6.3 Lineazioni di intersezione

Una *lineazione di intersezione* è una struttura lineare data dall'intersezione di due piani in una roccia (Figura 6-2b). E' il tipo più comune di lineazione perché molte possono essere le strutture planari in una roccia (foliazioni, stratificazione, giunti di fratturazione, ecc.) che possono intersecarsi tra loro. Comunemente si hanno lineazioni di intersezione tra due foliazioni, tra la stratificazione e una foliazione, tra una frattura e la stratificazione, tra una frattura e una foliazione, ecc. .

Poiché lo sviluppo di foliazioni è quasi sempre legato a pieghe, lineazioni di intersezione tra stratificazione e foliazione o tra due foliazioni si hanno quando sono presenti delle pieghe. Le lineazioni di intersezione sono parallele all'asse della piega (Figura 5-6), per questo il loro riconoscimento e misura in campagna ci fornisce l'orientazione dell'asse della piega.

E' importante notare che nel caso di intersezione tra stratificazione e foliazione, sulla superficie di strato le lineazioni di intersezione sono rappresentate da linee che rappresentano le tracce della foliazione, mentre sulla foliazione le lineazioni di intersezione sono rappresentate la linee che corrispondono ad alternanze litologiche (Figura 6-2b).

6.4 Lineazioni mineralogiche

Le *lineazioni mineralogiche* sono lineazioni dovute alla crescita isorientata di minerali di forma allungata in una roccia (Figura 6-2c). Lineazioni mineralogiche si possono avere in rocce magmatiche e in rocce metamorfiche.

In rocce magmatiche lineazioni mineralogiche si possono formare se si ha flusso mentre parte della roccia è ancora allo stato fuso (presenza di cristalli e fuso). Lineazioni si possono avere in rocce intrusive (es. graniti) ed in rocce effusive (es. basalti, trachiti, ecc.). La lineazione è evidenziata da allineamento di porfiroblasti di feldspati, anfiboli, ecc.

Lineazioni mineralogiche sono comuni in rocce metamorfiche, in quanto il metamorfismo regionale che genera questo tipo di rocce ha sempre luogo in un campo di sforzi orientato e la crescita di nuovi minerali metamorfici di forma allungata avviene preferenzialmente nella direzione dello sforzo minore σ_3 . Minerali che più frequentemente possono dare lineazioni mineralogiche in rocce metamorfiche sono anfiboli e miche.

In rocce fortemente deformate si possono avere lineazioni mineralogiche legate alla presenza non di minerali di forma allungata, ma di aggregati di forma allungata di minerali quali calcite e quarzo, che di per se non hanno forme cristallografiche allungate.

6.5 Lineazioni di estensione

Le lineazioni di estensione (anche dette lineazioni di allungamento) sono lineazioni originate dall'allineamento nella roccia di oggetti deformati quali minerali, ciottoli, fossili, ecc. (Figura 6-2d). Questo tipo di lineazione è necessariamente legato ad una deformazione (rotazione e/o allungamento) di un minerale, di un ciottolo, di un fossile che si trovava nella roccia e che è stato in seguito deformato. Questo tipo di lineazione si ritrova in rocce metamorfiche e talvolta, specialmente nel caso di minerali deformati, può essere difficile distinguerle dalle lineazioni mineralogiche.

Le lineazioni di estensione si formano parallelamente all'asse maggiore X dell'ellisse dello strain finito della roccia.

7 Diapiri

Alcune strutture a pieghe e alcune faglie non sono il risultato di raccorciamenti orizzontali e estensione, ma sono legate a instabilità e movimenti in rocce a bassa densità ed elevata plasticità guidati dalla forza di gravità.

Se uno strato di rocce a bassa densità (solitamente sale o altre rocce evaporitiche) giace al di sotto di rocce più pesanti (es. calcari, arenarie, ecc.) la situazione rimane stabile se lo strato a bassa densità è orizzontale e se lo spessore e il peso delle rocce sovrastante è uguale in ogni punto. Se per qualche motivo, come per esempio erosione dello strato sovrastante, sviluppo di pieghe o faglie per cause tettoniche diminuisce la pressione sovrastante, le rocce a bassa densità cominceranno a muoversi verso le zone a densità minore. Le rocce a bassa densità tenderanno a muoversi verso l'alto, fino a raggiungere una nuova posizione stabile.

Poiché queste strutture sono nella maggiore parte dei casi legate alla risalita di rocce evaporitiche si parla di esse come il risultato di una *tettonica salina* (*salt tectonics*).

Varie sono le strutture che si possono formare a seguito del movimento verso l'alto di rocce evaporitiche (Figura 7-1). All'inizio del movimento si formerà un'anticlinale molto aperta, con una

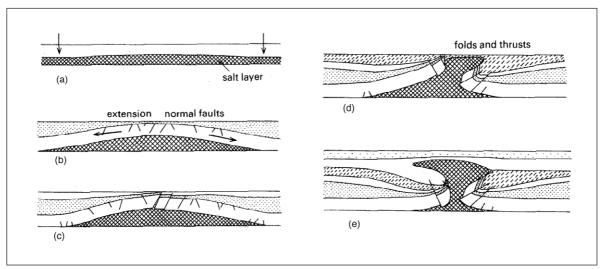


Figura 7-1 Evoluzione di un livello evaporitico e sviluppo di strutture diapiriche.

lunghezza d'onda di parecchi chilometri (Figura 7-1b). In seguito il movimento verso l'alto provocherà deformazioni nelle rocce sovrastanti, con la formazione di faglie dirette (Figura 7-1c) e lo sviluppo di un *duomo salino*. Successivamente (Figura 7-1d, e) le rocce evaportitiche possono intrudere le rocce sedimentarie sovrastanti provocando al loro interno faglie inverse e pieghe. Le rocce evaporitiche a questo punto assumono una caratteristica forma allungata verso l'alto e con una forma a cupola o a fungo, questa struttura è detta *diapiro* (o *cupola salina*).

In natura non si ha lo sviluppo di un singolo diapiro, ma in un'area se ne formano numerosi nel corso della storia geologica. Dove queste strutture sono molto diffuse (es. Golfo del Messico, Germania settentrionale, ecc.) si osservano numerosi diapiri a vari stadi del percorso di sollevamento, che spesso si uniscono tra loro (Figura 7-2).

Le strutture geologiche legate a questi fenomeni sono studiate con molta attenzione perché in varie parti della Terra (es. Golfo del Messico) ad esse sono associati importanti giacimenti petroliferi.

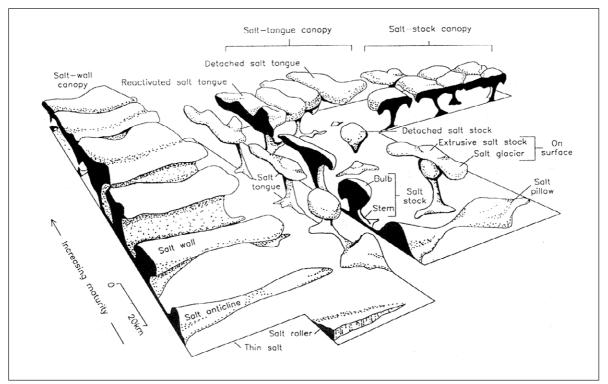


Figura 7-2 Strutture associate a diapirismo.

8 Strutture da impatto

Sulla Terra esiste una classe di strutture geologiche che non sono legate alla normale attività tettonica terrestre, ma sono il risultato di impatti con corpi celesti.

E' noto che sulla superficie della Luna sono presenti centinaia di crateri di dimensioni molto variabili, questi crateri non sono di origine vulcanica, ma sono il risultato dell'impatto di corpi celesti con la superficie lunare. Anche la Terra, sebbene schermata dalla sua atmosfera, è soggetta a tali impatti e a causa della sua maggiore dimensione e maggiore forza di attrazione gravitazionale, ed è soggetta ad un numero di impatti che è più del doppio rispetto a quello della Luna. Il motivo per cui sulla superficie terrestre questi crateri non sono così evidenti come sulla Luna risiede nel fatto che la superficie terrestre (a differenza di quella lunare) è geologicamente attiva, con placche che si muovono, che vengono subdotte, con formazione di rocce vulcaniche, deformazione di rocce in corrispondenza delle catene montuose ed infine erosione e sedimentazione. In queste condizioni le uniche strutture da impatto che possono preservarsi sono quelle recenti, quelle di dimensioni molto grandi oppure quelle che si trovano in aree tettonicamente stabili, come per esempio le zone interne delle grandi placche continentali (Canada, Siberia, Antartide, ecc.), in tutte le altre condizioni vengono progressivamente obliterate dagli ordinari processi geologici.

Il Meteor Crater visibile in Arizona (USA) fu riconosciuto negli anni '20 e fu il primo esempio di struttura generata dall'impatto con corpi extraterrestri riconosciuta sulla Terra. Da allora sono stati riconosciuti più di 150 crateri, o quello che di loro resta.

8.1 Meteoriti

I meteoriti sono frammenti di pianeti che facevano parte del sistema solare e provengono dalla fascia degli Asteroidi, tra le orbite di Marte e Giove. Oltre 150 di questi asteroidi hanno orbite che intersecano l'orbita terrestre ed è possibile che essi vengano attratti verso la Terra. Quando un corpo celeste entra nell'atmosfera il contatto con le molecole di aria provoca calore, vaporizzazione degli atomi del corpo celeste (e quindi diminuzione delle dimensioni) ed emissione di luce (meteora). Se il corpo celeste è di dimensioni notevoli può raggiungere la superficie terrestre, quello che resta del corpo celeste originario è detto *meteorite*.

I meteoriti sono classificati in: litoidi, metallici e misti.

I meteoriti litoidi sono quelli più comuni, sono costituiti da olivina e pirosseno e hanno composizione simile alle rocce del mantello terrestre. I meteoriti metallici sono costituiti da leghe di ferro e nichel, i meteoriti misti sono costituiti da una miscela di leghe di ferro e nichel e minerali silicatici.

Solitamente le migliaia di meteoriti che colpiscono la terra ogni giorno sono di dimensioni troppo piccole per raggiungere la superficie terrestre e vengono vaporizzati nell'atmosfera. E' stato calcolato però che meteoriti di dimensioni di un chilometro possano colpire la terra ogni milione di anni, mentre di dimensioni di dieci chilometri ogni 100 milioni di anni.

I meteoriti colpiscono la Terra con velocità tra i 10 e i 70 km/s; l'energia che rilasciano al momento dell'impatto è funzione della velocità e della loro massa. Si pensa che un meteorite del diametro di circa 30 metri sia responsabile della formazione del Meteor Crater in Arizona (USA) circa 50000 anni fa; durante l'impatto si sarebbe liberata un'energia pari a 20 milioni di tonnellate di tritolo, il cratere ha un diametro di 1200 metri.

8.2 Crateri da impatto

Quando un meteorite colpisce la superficie terrestre, le rocce nell'area dell'impatto vengono fuse, deformate, frantumate e, in parte, scagliate nell'atmosfera per poi ricadere intorno alla zona di impatto. La struttura che ne risulta è un cratere da impatto, la cui forma e dimensioni dipendono dalle dimensioni, dalla velocità e dall'angolo di impatto del meteorite. Testimonianze dirette dell'impatto sulla Terra di grandi meteoriti non ce ne sono, e la nostra conoscenza deriva dagli studi geologici e geofisici nelle aree di impatto, nonché da modelli teorici, simulazioni numeriche ed esperimenti in scala ridotta.

I crateri da impatto più semplici sono quelli simili al Meteor Crater in Arizona. Si tratta di una buca poco profonda, a forma di scodella, del diametro di circa un chilometro, con il bordo leggermente in rilievo e il fondo depresso rispetto alla piatta morfologia circostante.

Vengono detti invece crateri da impatto complessi i crateri di dimensioni molto maggiori (>10 km) per la presenza di strutture elevate al centro del cratere (Figura 8-1).

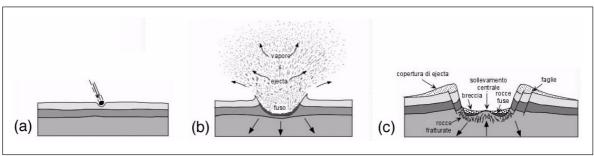


Figura 8-1 Schema della formazione di un cratere di impatto complesso. (a) Entrata nel terreno del meteorite.(b) Formazione del cratere, fusione delle rocce, produzione di vapore e espulsione nell'atmosfera di frammenti di rocce (ejecta). (c) Alla forte compressione nella parte centrale del cratere seguirà un'espansione verso l'alto, che potrà portare al sollevamento della parte centrale del cratere e la flessione verso l'esterno dei suoi bordi.

L'interesse per le strutture da impatto si è molto sviluppato negli ultimi anni a seguito dell'ipotesi della responsabilità di un impatto di un meteorite nelle estinzioni di massa (oltre il 50% delle specie presenti nel Cretaceo, compresi i dinosauri, spariscono nel Terziario) al limite Cretaceo-Terziario (65 ma). L'ipotesi originaria è dovuta a un gruppo di ricercatori di Berkeley (California) che, nel 1978, trovarono in corrispondenza del limite Cretaceo-Terziario nei pressi di Gubbio un sottile livello di argilla contenente quantità di iridio anormalmente alte. L'iridio è praticamente assente nella maggior parte delle rocce della crosta terrestre ma è invece presente in quantità relativamente significative in alcuni meteoriti e nei magmi basaltici. Il livello ricco in iridio fu negli anni successivi riconosciuto in molti altri siti in diverse parti del mondo.

9 Bibliografia

- [1] Boccaletti, M. & Tortorici, L. 1987: Appunti di Geologia Strutturale. Patron Editore, Bologna, 210 pp.
- [2] Davis, G.H. & Reynolds, S.J. 1996: Structural Geology of Rocks and Regions. John Wiley & Sons, New York, 776 pp.
- [3] Guzzetta, G. 1991: Introduzione alla Geologia Strutturale. Liguori, Napoli, 390 pp.
- [4] Hobbs, B.E., Means, W.D. & Williams, P.F. 1976: An Outline of Structural Geology. John Wiley & Sons, New York, 571 pp.
- [5] Mercier, J. & Vergely, P. 1995: Tettonica: Lezioni di Geologia Strutturale. Pitagora Editrice, Bologna, 176 pp.
- [6] Park, R.G. 2001: Foundations of Structural Geology. Nelson Thornes Ltd, Cheltenham, 202 pp.
- [7] Ragan, D.M. 1985: Structural Geology: An Introduction to Geometric Techniques. John Wiley & Sons, New York, 393 pp.
- [8] Ramsay, J.G. 1967: Folding and Fracturing of Rocks. McGraw-Hill, New York, 568 pp.
- [9] Ramsay, J.G. & Huber, M.I. 1983: The Techniques of Modern Structural Geology. Volume 1, Strain Analysis. Academic Press, London, 305 pp.
- [10] Ramsay, J.G. & Huber, M.I. 1987: The Techniques of Modern Structural Geology. Volume 2, Folds and Fractures. Academic Press, London, 391 pp.
- [11] Suppe, J. 1985: Principles of Structural Geology. Prentice-Hall, Englewood Cliffs, New Jersey, 537 pp.
- [12] Twiss, R.J. & Moores, E.M. 1992: Structural Geology. Freeman and Company, New York, 532 pp.
- [13] VAN DER PLUIJM, B. & MARSHAK, S. 1997: Earth Structure: An Introduction to Structural Geology and Tectonics. WBC/McGraw Hill, 495 pp.