

Chapitre 1

Fracturation initiale des matériaux alimentant les formations superficielles : notions de tectonique et de mécanique des roches

par Pierre Freydet

Les formations superficielles sont formées de débris de roches, de minéraux et de restes biologiques (coquilles, squelettes, matière organique). Il convient donc de rappeler ici quelques notions simples sur les roches, leur constitution et leur comportement mécanique. Classiquement, les roches sont classées en trois grands groupes, **selon leur origine** : les *roches éruptives*, provenant de la cristallisation totale d'un magma (roches plutoniques) ou partielle (cristaux + verre : roches volcaniques ou effusives) ; les *roches métamorphiques*, issues de la recristallisation et de réarrangements texturaux de roches préexistantes, en milieu solide ; les *roches sédimentaires*, résultant de la transformation diagénétique plus ou moins intense de sédiments. D'après leurs **propriétés mécaniques**, les roches sont divisées en deux ensembles : les *roches meubles* (sables, limons, argiles, marnes, moraines, cendres volcaniques, etc.) que l'on peut travailler à la pelle et à la pioche, et les *roches cohérentes*, indurées (grès, calcaires, granites, gneiss, etc.) qui se travaillent à la barre à mine et à l'explosif.

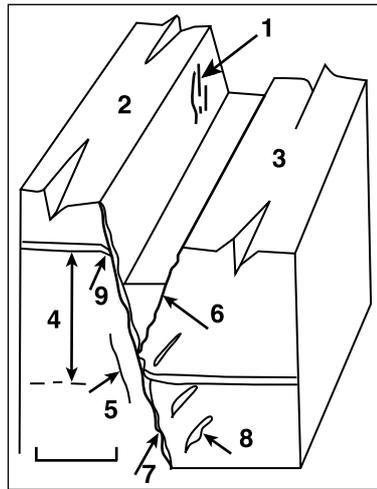
Les *roches meubles* sont sédimentaires ou volcano-sédimentaires (cinérites) ; elles ne représentent qu'une faible proportion des séries géologiques. En France, les sables les plus anciens datent de l'Albien (106–100 millions d'années) et les argiles les plus anciennes du Keuper (205–195 millions d'années). Ces roches n'ont aucune cohésion, elles peuvent s'imprégner d'eau et se déformer par fluage sur les versants. Elles constituent rarement des couches épaisses, elles se sont le plus souvent déposées en alternance avec des couches cohérentes (calcaires, grès), et peuvent former des versants instables de plusieurs centaines de mètres de hauteur.

Les *roches cohérentes* résistent bien à l'eau, elles semblent massives et résistantes, « dures ». En fait, cette résistance, cette « dureté » ne sont qu'apparentes, car ces roches sont fragilisées par les discontinuités potentielles qu'elles renferment. Ces discontinuités sont matérialisées près de la surface topographique par des fissures / fentes ouvertes, facilitant la circulation des eaux d'infiltration, et dans les grandes profondeurs par le passage de filons ou filonnets de calcite, quartz, minéralisations diverses, filons (microgranite, basalte, etc.).

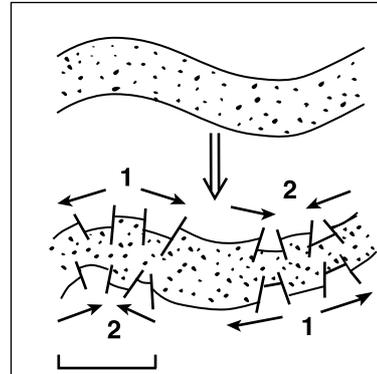
1.1 Les discontinuités et fracturations potentielles

Les discontinuités qui affectent les roches cohérentes sont d'origines très différentes, et peuvent être très abondantes, à toutes les échelles, depuis l'affleurement (quelques mètres) jusqu'à la lame mince (50 à 100 μm).

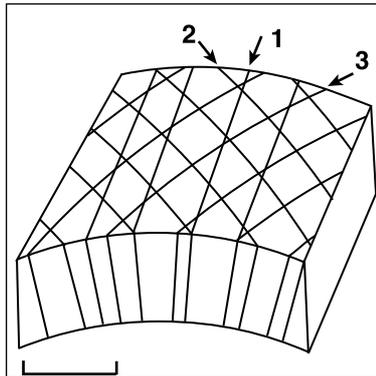
Certaines discontinuités sont communes à toutes les roches : ce sont les *failles*, les *diaclasses* et la fragmentation par *schistosité de fracture*.



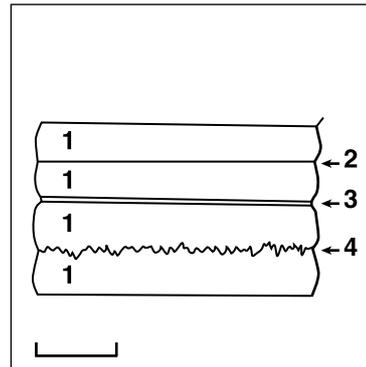
(a) zone faillée, faille complexe. 1, miroir avec stries (tectoglyphes); 2, bloc soulevé; 3, bloc abaissé; 4, rejet vertical; 5, faille annexe synthétique; 6, faille annexe antithétique; 7, brèche de faille; 8, fentes de tension; 9, crochon de faille. Echelle : 10 m à 1 km.



(b) failles dans un ensemble anticlinal-synclinal (plis isopaques). 1, zones en extension; 2, zones en compression. Echelle : 1 cm à 10 km.



(c) diaclases dans un anticlinal (réseau axial, réseaux conjugués). 1, réseau axial; 2, un réseau conjugué; 3, l'autre réseau conjugué. Echelle : 1 cm à 10 km. cf. figure 1.2



(d) joints de stratification. 1, lit (= strate); 2, joint sec; 3, joint marneux; 4, joint stylolitique. Echelle : 1 cm à 1 m.

FIG. 1.1 – Discontinuités dans les roches — Failles, diaclases et joints.

Les *failles* (ou *paraclases*) sont des cassures avec déplacement relatif des deux blocs faillés (figure 1.1(a)).

Elles affectent tous les types de roches. Le déplacement s'appelle le rejet, il s'exprime en mètres (ou km, ou mm). A l'échelle d'une carte géologique, par exemple à 1/50 000, on ne figure que les failles majeures, ayant plus de quelques m de rejet dans les bassins sédimentaires, et plus de 50 m et plus dans les massifs montagneux. Cette représentation donne une idée très inexacte de la fracturation par failles. Une faille majeure est toujours accompagnée de répliques, de même direction, mais avec des rejets moindres, et de failles conjuguées obliques sur la direction majeure. C'est un mécanisme très efficace de broyage des roches. Les failles sont abondantes dans les massifs montagneux, mais elles sont également bien représentées dans les bassins sédimentaires, toujours un

peu plissés et cassés au moment de leur formation, et ultérieurement (figure 1.1(b)). Les *diaclasses* sont des cassures des roches sans déplacement relatif ; elles affectent tous les types de roches, et sont d'origine en partie inexplicée. Elles ont été interprétées comme des cassures liées au relâchement de contraintes internes (compressions tectoniques, poids des roches en profondeur), mais on en trouve également dans les roches formées très près de la surface (même des alluvions holocènes fortement indurées en Himalaya). Dans les bassins sédimentaires comme dans les massifs montagneux, elles sont en rapport avec les déformations anticlinales et synclinales à plus ou moins grand rayon de courbure. Dans les plis, elles forment trois réseaux, l'un est parallèle à l'axe du pli (réseau axial), les deux autres, dits conjugués, sont inclinés à 60° de part et d'autre de la direction axiale (figure 1.1(c), figures 1.2, 1.3).



FIG. 1.2 – Diaclases axiales et conjuguées dans un anticlinal, région de Barrême, Alpes françaises méridionales. Photo P. Freytet.



FIG. 1.3 – Diaclases axiales et conjuguées dans un synclinal, région de Saint-Chinian, Hérault. Photo P. Freytet.

La *schistosité de fracture* affecte également tous les types de roches, mais elle est particulière-

ment spectaculaire dans les roches sédimentaires. C'est un découpage (un « saucissonnage ») de la roche par des diaclases et de petites failles (rejet de 50–100 μm à 1–2 cm), très proches les unes des autres (10 μm à 1–2 cm). Ces fractures sont irrégulièrement parallèles, elles peuvent être ramifiées et sécantes entre elles ; ce type de fracturation accompagne en général les failles importantes, mais passe le plus souvent inaperçu. Elle peut aussi être à échelle métrique à décamétrique, et apparaître dans les paysages (figures 1.4 et 1.5).



FIG. 1.4 – Petit pli métrique dans les schistes briovériens de la région de Telgruc (Finistère). a. stratification ; b. plans de schistosité de flux ; c. plans de diaclases ; l'échelle vaut 10 cm. Photo P. Freytet.

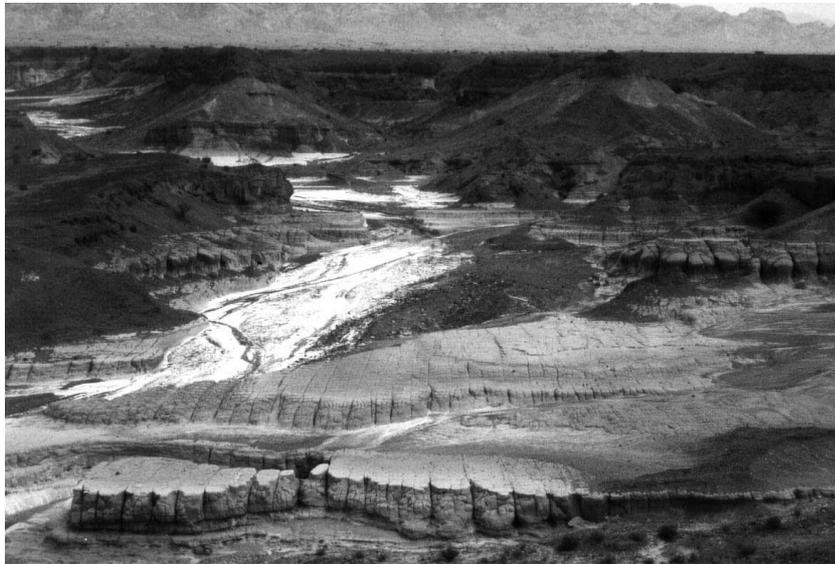
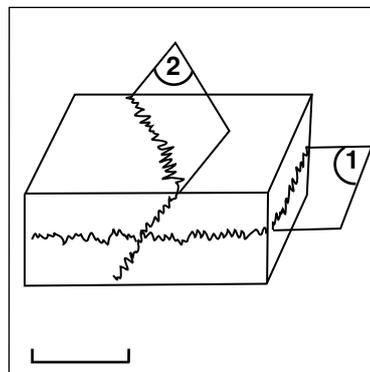


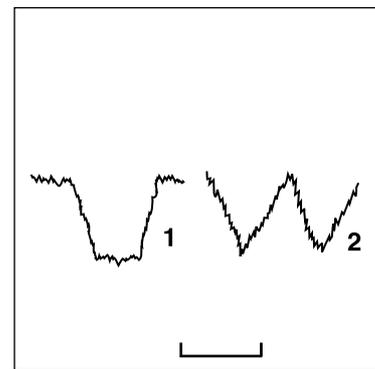
FIG. 1.5 – Diaclases parallèles (schistosité de fracture) dans une série gréseuse et marneuse, Miocène supérieur, Sud de l'Iran. Photo P. Freytet.

Les roches sédimentaires cohérentes présentent un type de discontinuité particulière, le *joint*

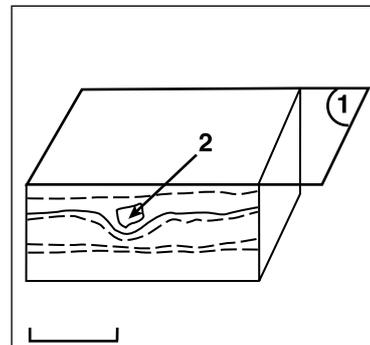
de stratification (figure 1.1(d)). Par exemple, dans une suite de bancs calcaires, c'est la surface qui limite les bancs vers le haut et vers le bas. Elle souligne une interruption de la sédimentation et l'intercalation, même minime (millimétrique ou moins) d'une couche de nature différente (marne, argile). L'abondance de ces joints détermine l'allure des couches : calcaire en plaquettes (joints tous les demi-centimètres), en petits bancs (tous les quelques décimètres), en gros bancs (tous les quelques mètres). Dans les roches sédimentaires également, les *stylolites* sont des surfaces de dissolution sous pression apparaissant en section sous forme d'une ligne brisée de quelques mm (rarement 1–2 cm) d'amplitude. Ces lignes sont parallèles à la stratification (joints stylolitiques) ou obliques sur elle (stylolites transverses, d'origine tectonique) (figures 1.1(a), 1.6(a), 1.6(b)). Dans les calcaires, ils sont le lieu d'accumulation des produits insolubles de couleur sombre (argile, matière organique, oxydes / hydroxydes de fer) ; dans les grès et quartzites, ils peuvent être abondants, mais seulement visibles au microscope. Près de la surface, ce sont des zones de circulation des eaux d'infiltration et ils peuvent être élargis facilement par dissolution.



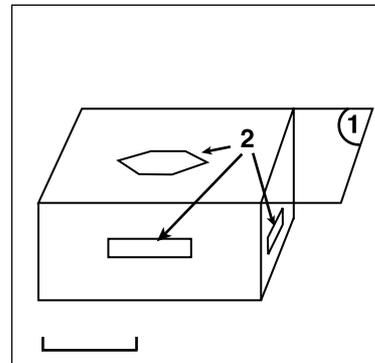
(a) stylolites. 1, stylolite horizontal (stratigraphique ou tectonique) ; 2, stylolite transverse (tectonique). Échelle : 1 à 10 cm.



(b) stylolites. 1, cylindrique ; 2, conique. Échelle : 0,1 à 5 cm.



(c) fluidalité dans une roche microlithique (lave). 1, plan de fluidalité ; 2, phénocristal déformant la fluidalité. Échelle : 0,1 à 5 cm.



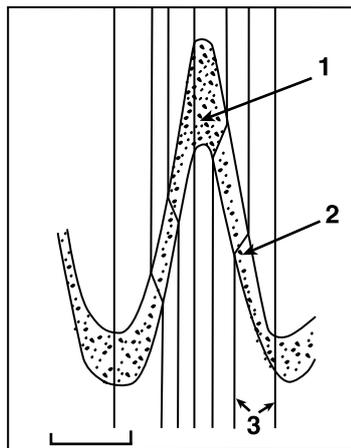
(d) fluidalité dans une roche grenue (granite, diorite). 1, plan de fluidalité ; 2, cristaux d'orthose diversement sectionnés. Échelle : 1 à 5 cm.

FIG. 1.6 – Discontinuités dans les roches — Stylolites et fluidalité.

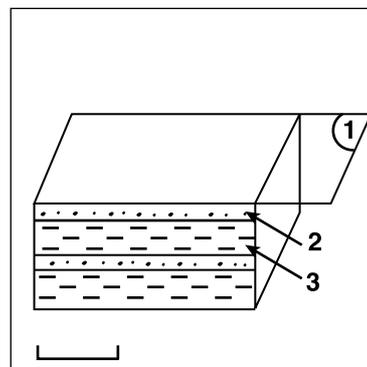
Les *roches éruptives* (plutoniques et effusives) sont généralement considérées comme massives et homogènes, sauf dans le cas des coulées prismées (basalte, phonolite, certains trachytes). En fait, les cristaux qui les constituent en partie (roches microlithiques) ou en totalité (roches grenues et microgrenues) sont pour une grande part d'entre eux orientés « à plat » dans des *plans de fluida-*

lité, c'est-à-dire dans le magma visqueux lors de sa mise en place. Le plus facile à constater est la disposition à plat des microlites de plagioclases dans les laves, parallèlement aux bords supérieur et inférieur de la coulée (figure 1.6(c)). Les laves présentent d'ailleurs souvent une altération en plaquettes soulignant les figures de fluidalité. Dans les roches grenues acides, ce sont les cristaux d'orthose qui s'orientent préférentiellement lors de la mise en place du magma avant sa cristallisation complète (figure 1.6(d)). Ces plans de fluidalité sont bien connus des carriers : c'est le « fil » de la roche.

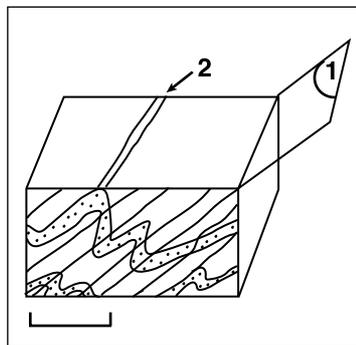
Les roches métamorphiques se subdivisent en trois ensembles : celui du domaine de la *schistosité de flux* (figures 1.7(a), 1.7(c)) et des plis anisopaques (ou d'étirement, figure 1.7(a)), essentiellement dans les schistes), celui du domaine de la *foliation* (micaschistes, gneiss, amphibolites, figure 1.7(d)) et celui du domaine de l'*anatexie* (migmatites et granites d'anatexie).



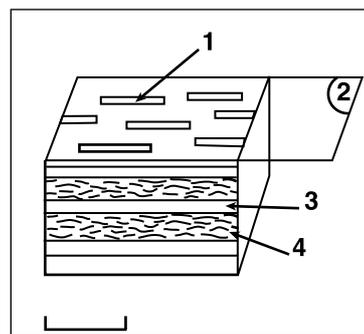
(a) schistosité de flux dans un pli d'étirement (anisopaque). 1, charnière renforcée; 2, flanc étiré; 3, plan de schistosité de flux. Échelle : 0,1 à 5 cm.



(b) schéma d'une pélite à lits sableux et pélitiques (roche sédimentaire). 1, plan de stratification; 2, lit sableux; 3, lit pélitique. Échelle : 0,5 à 5 cm.



(c) la roche précédente affectée de plis anisopaques et de schistosité de flux. 1, plan de schistosité de flux; 2, charnière d'un petit anticlinal anisopaque (= linéation de crénulation). Échelle : 0,5 à 5 cm.



(d) foliation. 1, linéation minérale; 2, plan de foliation; 3, lit clair (quartz, feldspaths); 4, lit sombre (biotite, [muscovite], hornblende). Échelle : 0,5 à 5 cm.

FIG. 1.7 – Discontinuités dans les roches — Schistosité de flux, stratification, linéation.

Les roches métamorphiques à *schistosité de flux* seule sont les divers types de schistes (ardoisiers, chloriteux, sériciteux). Rappelons que le terme de *schiste* doit désigner uniquement une roche

ayant subi des transformations d'origine tectonique ; on utilise à tort ce terme pour des roches sédimentaires particulièrement fissiles, comme les « schistes carton », les « schistes bitumineux » et les « schistes houillers », mais c'est une erreur. Les schistes sont d'anciennes roches sédimentaires formées d'une alternance de lits argileux et de lits sableux (figure 1.7(b)), plissés en petits anticlinaux et synclinaux avec étirement des flancs et renforcement des charnières (figure 1.7(a)). Presque parallèlement à l'axe des plis, se développent des plans de schistosité de flux, qui sont des zones de réorganisation de la matière, avec cristallisation de minéraux néoformés (chlorite, séricite, biotite) (figure 1.4).

La schistosité de flux peut affecter d'autres roches (marbres, gneiss, quartzites, granites), mais dans ce cas ses effets sont modestes.

Dans les roches métamorphiques avec *foliation* (micaschistes, gneiss, amphibolites, quartzites, leptynites, etc.) les flancs des plis précédents s'étirent, les charnières disparaissent, les anciens plans de schistosité sont le lieu de fortes recristallisations (muscovite, biotite, orthose, plagioclases, quartz, hornblende, etc.) : la roche devient feuilletée, avec souvent alternance de feuillets (lits) sombres (biotite, hornblende) et clairs (feldspaths, quartz) (figure 1.7(d)). Dans le domaine de la fusion partielle puis totale (anatexie), on trouve aussi des figures de fluidalité. Enfin nous indiquerons que les termes de joint, joint tectonique, joint de la roche, d'origine anglo-saxonne, sont très généraux et désignent toutes les discontinuités quelles qu'en soient les origines. Ce sont des termes à ne plus utiliser.

Nous devons insister ici sur une idée majeure : toute roche a une histoire complexe, et a pu enregistrer de multiples phases de diagenèse / recristallisation / métamorphisme / fusion / fracturation tectonique. Un calcaire jurassique récolté dans les Alpes pourra montrer : joints de stratification — stylolites — schistosité de fracture — diaclases (axiales / conjuguées). Il pourra ainsi donner par altération près de la surface de petits blocs anguleux décimétriques à centimétriques. À une autre échelle, les diverses fissures (failles, diaclases, stylolites, joints de stratification) des calcaires et dolomies vont favoriser l'installation des réseaux karstiques. Autre exemple, les diaclases axiales / conjuguées des platières gréseuses de Fontainebleau sont à l'origine des chaos de blocs sur les versants, blocs d'abord anguleux, puis progressivement émoussés. Un granite à biotite pourra montrer : figures de fluidalité — schistosité de flux — diaclases (axiales / conjuguées) — failles. Il est finalement découpé en blocs polyédriques (souvent d'ailleurs rhomboédriques) qui vont évoluer soit vers des boules (« pourrissement », arénisation de la périphérie des blocs, conservation de la partie centrale), soit vers des aiguilles (type « Aiguilles de Chamonix ») par élimination des plus petits fragments par le gel et la gravité.

1.2 La tectonique

Il est clair que la tectonique (qui se définit comme étant l'architecture de l'écorce terrestre) a un rôle fondamental dans l'élaboration des reliefs terrestres, positifs (chaînes de montagne, vastes plateaux) et négatifs (fossés d'effondrement, bassins sédimentaires subsidents, océans).

Nous insisterons ici sur une autre idée importante, les conséquences pratiques de la mobilité lithosphérique (dérive des continents). Celle-ci est accompagnée de phénomènes majeurs et spectaculaires (rides médio-océaniques, failles transformantes, volcanisme, séismes de forte intensité).

Mais il s'y adjoint toute une série de phénomènes beaucoup plus discrets à l'intérieur même des plaques tectoniques, et qui nous concernent directement. On les désigne sous le terme général de « néotectonique », et ce sont :

1. les réajustements sous forme de séismes généralement de faible intensité (« sismicité intra-plaque » des géophysiciens), voir par exemple les travaux de Dorel *et al.* (1995), sur la sismicité de l'Auvergne et des régions voisines : pour une feuille à 1/50 000, on compte de 1 à 50 microséismes, non perceptibles par l'Homme, sur les 30 dernières années ;
2. les rejeux de failles et de plis de tous âges, voir par exemple dans la Synthèse géologique du Bassin de Paris (Mégnien, 1980, vol. III), la carte G2, structure tectonique et directions actuelles des contraintes ; voir aussi Paquin *et al.* (1978). Le Bassin de Paris est actuellement sous l'effet de compressions NNE–SSO à N–S, mais localement NO–SE. Les distensions et compressions anciennes ont laissé des traces

mesurables (tectoglyphes, figure 1.1(a) et orientations de diaclases) dans les roches (voir par exemple l'étude de l'évolution du Sud du Bassin de Paris et du Nord du Massif central, les effets des orogènes hercynienne puis alpine, du Dévonien à l'actuel par Lerouge *et al.*, 1986) ;

3. les mouvements verticaux lents : la comparaison du nivellement de la France à la fin du siècle dernier et vers les années 1980 (Fourniguet 1987 a et b) a permis de constater par exemple que le nord du Bassin de Paris se soulevait à raison d'1 mm/an, avec localement des zones à 2 mm/an (Pays de Caux), alors que le nord des Vosges, l'Alsace et le nord du Jura s'abaissaient de 1 mm/an, avec des zones à 2 mm/an (nord de Strasbourg). Dans des temps plus anciens, la néotectonique est responsable des changements des directions d'écoulement du Rhin d'abord vers le Danube, puis vers la Bresse, enfin vers la Mer du Nord, tout cela du Pliocène à l'Actuel, soit en moins de 6 millions d'années. Plus anciennement encore, la Sologne (au Miocène), la Beauce (à l'Oligo-Miocène inférieur) et la Brenne (à l'Eocène) ont été des zones subsidentes ; de même, le détail des contours des rivages des mers éocènes et oligocènes du Bassin de Paris est en relation étroite avec des soulèvements d'anticlinaux et des abaissements de synclinaux (*cf.* par exemple Gély, 1996).

Il apparaît donc que, contrairement à une idée classique, il n'existe pas et il ne peut pas exister de région « tectoniquement stable ». Les déformations récentes et actuelles s'ajoutent aux déformations plus anciennes d'une manière continue. À proximité de la surface topographique, les roches, même ayant été faiblement enfouies, sont fortement fragilisées.

1.3 La décompression (relaxation des contraintes internes des roches)

Il est bien connu que dans les tunnels, les galeries de mines, les carrières très profondes, la paroi rocheuse peut éclater brusquement, il s'en détache de grandes écailles de quelques mm à 2 cm d'épaisseur, et pouvant atteindre un demi-mètre carré de surface (sheeting) ; ces écailles sont parallèles à la paroi, et leur plan de détachement recoupe les minéraux. Ce phénomène explosif résulte de la décompression brutale de la roche ; il a été soigneusement étudié, principalement par les ingénieurs chargés des travaux souterrains et des fondations d'ouvrages importants (barrages hydroélectriques, centrales électriques). Un moyen simple de déterminer l'état de tension d'une roche est d'y forer de petites cavités de quelques cm de diamètre et de voir comment elles se déforment. Ce procédé est utilisé aussi pour déterminer les contraintes actuelles liées à la mobilité lithosphérique (*cf.* § 1.2 p.9).

On a tenté d'utiliser le phénomène de décompression (relaxation des contraintes internes) pour expliquer la fracturation progressive, non explosive, des roches à proximité de la surface topographique. Mais les calculs deviennent très compliqués ou infaisables, en raison des hypothèses simplificatrices que l'on doit faire. Une roche n'est jamais homogène, elle contient toujours des plans préférentiels (stratification, fluidalité, schistosité, foliation) ; dans le cas des roches stratifiées, les alternances de lits, par exemple calcaires et marneux, conduisent à des réactions par fluage en plus des réactions cassantes.

Dans le cas d'un granitoïde, la décompression résulte de l'érosion d'une colonne de roches de plusieurs km d'épaisseur (facilement estimable), de la diminution de la pression des fluides en profondeur et du relâchement des contraintes tectoniques horizontales (non reconstituables, mais enregistrées par exemple par la déformation du réseau des grains de quartz, qui présentent alors en lame mince une extinction ondulée, et par le plissement intense des micas). La disparition progressive de la compression a été compensée d'une part par le jeu de l'élasticité des réseaux cristallins et d'autre part par la contraction thermique (dilatation négative) lors du passage progressif de la température de cristallisation (environ 600 °C) à la température de la surface topographique. Si on comprime artificiellement un granite sain, on constate qu'il se brise pour des pressions allant de 1000 à 3000 kg/cm², c'est-à-dire celles qui correspondent à celles de sa formation. Les minéraux ne paraissent pas affectés par la décompression, et restent très résistants : un grain de quartz détritique conserve indéfiniment ses inclusions fluides. Par contre, les effets de la décompression apparaissent sous la forme d'ouverture de diaclases (*cf.* p.3), qui recourent indistinctement tous