



POLYTECH[®]
GRENOBLE

Spécialité GEOTECHNIQUE

4ème année

MECANIQUE DES ROCHES

Parties 1 et 2

1. Description structurale des massifs rocheux

2. Description et propriétés physiques du matériau rocheux

D. HANTZ

Année 2017-2018

Cours de mécanique des roches

Objectifs, compétences visées

L'objectif du cours est d'acquérir les connaissances de base nécessaires pour pouvoir ensuite étudier les méthodes d'analyse du comportement mécanique des massifs rocheux continus ou discontinus, à différentes échelles spatiales et temporelles. A l'issue du cours les élèves doivent être capables de décrire la structure du massif rocheux et du matériau rocheux, et de déterminer leurs propriétés mécaniques.

Pré-requis

Bases de mécanique des milieux continus, notions de géologie.

Plan du cours

1. Description structurale des massifs rocheux
2. Description et propriétés physiques du matériau rocheux
3. Notions de rhéologie
4. Comportement mécanique
 - 4.1. Comportement à court terme du matériau rocheux
 - 4.2. Comportement à long terme du matériau rocheux (fluage)
 - 4.3. Comportement des discontinuités
 - 4.4. Comportement du massif
5. Contraintes naturelles, déformations et ruptures dans la croûte terrestre

Bibliographie

CFMR (Comité Français de Mécanique des Roches). Manuel de mécanique des roches, tome 1: Fondements, 265 pages, Les Presses de l'Ecole des Mines, Paris, 2000.

VULLIET L., LALOUI L., ZHAO J. Mécanique des sols et des roches, 603 pages, Presses Polytechniques et Universitaires Romandes, 2016.

FRANKLIN J.A. et DUSSEAULT M.B. Rock Engineering, 600 pages, McGraw-Hill, 1989.

GOODMAN R.E. Introduction to Rock Mechanics, 562 pages, Wiley, 1989.

Norme NF EN ISO 14689-1 : Dénomination, description et classification des roches.

A télécharger gratuitement

Recommandation AFTES (Association Française des Travaux en Souterrain). Caractérisation des massifs rocheux utile à l'étude et à la réalisation des ouvrages souterrains. http://www.aftes.asso.fr/publications_recommandations.html

HOEK E. Practical Rock Engineering.
http://www.rocscience.com/education/hoek_corner

Partie 1

DESCRIPTION STRUCTURALE DES MASSIFS ROCHEUX

D. HANTZ

Le comportement mécanique d'un massif rocheux dépend, d'une part, du **matériau rocheux** (ou matrice rocheuse) qui le constitue, d'autre part, des **discontinuités** (ou joints) qui le découpent. La description des différents matériaux rocheux relève de la **pétrographie** (cours de géologie), et l'étude de leur comportement mécanique constitue un domaine important de la **mécanique des roches**, traité dans un autre chapitre. L'analyse **structurale** (ou tectonique) d'un massif consiste à décrire les caractéristiques et l'organisation des discontinuités qui le découpent, et à expliquer leur genèse en relation avec l'histoire tectonique du massif. D'autre part, l'eau souterraine contenue dans les discontinuités et dans la matrice influence fortement le comportement mécanique du massif. La connaissance des **conditions hydrogéologiques** est donc nécessaire à toute étude d'ingénierie des roches (cours d'hydrogéologie).

L'objectif de ce chapitre est d'apprendre à décrire la structure d'un massif rocheux. La genèse de cette structure sera traitée dans le chapitre consacré aux contraintes et déformations dans la croûte terrestre.

1. CONTEXTE GEOLOGIQUE ET HYDROGEOLOGIQUE

La connaissance du cadre géologique général dans lequel se situe le massif, est nécessaire pour expliquer sa structure et la nature de la roche : unités géologiques concernées par le projet, relations entre elles, principaux accidents, histoire tectonique, etc.

La description des conditions hydrogéologiques des discontinuités étant généralement associée à l'étude structurale du massif, il est également nécessaire de connaître le contexte hydrogéologique général : identification des aquifères et de leur mode de fonctionnement (type de perméabilité, conditions d'alimentation, exutoires, etc.).

Si la géologie générale du site est mal connue, une étude détaillée peut être nécessaire, utilisant les différents outils et méthodes de la géologie : levés de terrain, cartographie, recueil de données hydrogéologiques, interprétation de photographies, imagerie géophysique, sondages, puits et galeries de reconnaissance.

Pour l'étude structurale, il est parfois nécessaire de segmenter le massif étudié en sous-ensembles homogènes.

2. METHODE D'ECHANTILLONAGE (MOYENS D'OBSERVATION)

En ingénierie des roches, on cherche à caractériser des volumes rocheux dont les dimensions sont comparables à celles des ouvrages envisagés (de quelques mètres à quelques hectomètres). Comme il est impossible d'observer directement de tels volumes dans les trois dimensions, les observations s'effectuent sur des parties visibles de la surface du massif (affleurements) ou grâce à des sondages, galeries ou puits de reconnaissance. Ces "échantillons" de massif rocheux doivent englober un nombre suffisant de discontinuités, pour en comprendre l'organisation. Les informations suivantes, décrivant les conditions de l'échantillonnage, doivent être relevées.

2.1. AFFLEUREMENT

Nature de l'affleurement : naturel (falaise, lit d'une rivière, roche moutonnée, etc.) ou artificiel (talus de déblai réalisé à l'explosif, sondage à la pelle mécanique, etc.).

Représentativité : situation géographique et géologique, dimensions, pente, orientation

2.2. FORAGE, GALERIE OU PUIITS

Forage carotté (avec orientation des carottes) ou destructif (avec observation endoscopique)
Méthode de creusement de la galerie ou du puits (fracturation induite)
Inclinaison et direction du forage, de la galerie ou du puits.

3. DESCRIPTION DES DISCONTINUITES

3.1. TYPES DE DISCONTINUITES

- Joints de stratification : délimitent les strates des roches sédimentaires.
- Fracture : terme général désignant toute cassure dans la roche
- Diaclase : fracture sans mouvement de cisaillement (du grec "dia", à travers, et "klasis", rupture).
- Fissure : discontinuité ne traversant pas complètement l'objet considéré
- Faille : discontinuité résultant d'un mouvement de cisaillement (le déplacement relatif est appelé rejet).
- Bande de cisaillement, couloir de fracturation : zone fracturée résultant d'un mouvement de cisaillement entre deux compartiments plus compacts (peut être considérée comme une faille à une échelle plus grande).
- Schistosité : feuilletage plus ou moins serré, acquis sous l'influence de contraintes tectoniques (exemple : l'ardoise)
- Foliation : différenciation pétrographique entre des lits formant ainsi des feuilletés généralement soudés les uns aux autres, mais pouvant engendrer des fractures (exemple : gneiss à lits quartzo-feldspathiques et lits micacés)

3.2. CARACTERISTIQUES INDIVIDUELLES DES DISCONTINUITES

3.2.1. Etendue (ou extension ou continuité ou persistance)

Surface totale de la discontinuité, que l'on peut approcher par la longueur de son intersection avec la surface d'observation (trace), à condition que celle-ci soit suffisamment étendue. Sur le terrain, on notera, par exemple, $L > 3$ m si une discontinuité est visible sur 3 m et qu'une seule de ses extrémités est visible. Si aucune des extrémités n'est visible, on notera $L \gg 3$ m.

Une discontinuité peut être interrompue par des ponts rocheux reliant les deux lèvres (ou épontes). On définit alors un pourcentage de ponts rocheux ou, inversement, un taux de persistance.

3.2.2. Ouverture

Distance entre les épontes (ou épaisseur de la discontinuité).

L'épaisseur (e) de la discontinuité a une influence importante sur sa conductivité hydraulique (k). En effet, en écoulement laminaire (cas le plus fréquent pour les écoulements naturels), le débit traversant une largeur unitaire de fracture d'épaisseur e et de faible rugosité, est donné par l'expression:

$$Q = i (ge^3/12\nu) = k i$$

où g est l'accélération de la pesanteur ($m\ s^{-2}$), ν la viscosité cinématique du fluide ($10^{-6}\ m^2\ s^{-1}$ pour l'eau à $20^\circ C$), k la conductivité hydraulique du joint ($m^2\ s^{-1}$) et i le gradient hydraulique.

Remarque : La viscosité cinématique est le quotient de la viscosité dynamique par la masse volumique du fluide.

3.2.3. Remplissage

Matériau remplissant totalement ou partiellement la discontinuité (nature et épaisseur). Par exemple, de l'argile, qui peut favoriser un glissement sur la discontinuité.

3.2.4. Morphologie des épontes

Les discontinuités pouvant avoir des extensions importantes, il est nécessaire de décrire leur morphologie à différentes échelles. A l'échelle la plus grande, elles sont assimilées à un plan ou à une surface courbe (cas des plis ou de certaines failles), qui peut être définie par plusieurs facettes planes. A une échelle plus petite, on cherche à caractériser les écarts par rapport à cette surface moyenne. La méthode la plus utilisée consiste à comparer la morphologie de la discontinuité à des profils standards établis par Barton et Choubey (1977) et à lui attribuer une note de rugosité appelée JRC, la note 0 correspondant à une surface parfaitement plane (figure 1). On peut ainsi utiliser plusieurs échelles successives (du plus grand au plus petit) en caractérisant les écarts par rapport à la surface modélisée à

l'échelle précédente. Par exemple, si des discontinuités sont visibles sur plusieurs décimètres de longueur, une observation visuelle avec suffisamment de recul permet d'estimer un coefficient JRC représentatif de cette échelle, mais qui ne prend pas en compte des aspérités millimétriques ou centimétriques. Il est alors nécessaire de faire une seconde estimation, en observant de près la discontinuité sur une longueur de l'ordre du décimètre. Il est nécessaire d'aller jusqu'à cette échelle, pour utiliser le coefficient JRC dans le critère de résistance au cisaillement de Barton. On réserve parfois le terme de rugosité pour caractériser les aspérités de taille millimétrique à centimétrique, en utilisant celui d'ondulation pour des tailles décimétrique à mètre.

3.2.5. Altération et résistance des épontes

La résistance des aspérités influence la résistance au cisaillement. Si les épontes des discontinuités sont altérées, cette résistance est plus faible que celle de la matrice rocheuse. L'altération peut être d'origine météorique (infiltration d'eau superficielle) ou profonde (eau thermale). L'essai au scléromètre permet d'estimer grossièrement la résistance des épontes (figures 2 et 3).

3.2.6. Orientation (ou attitude) des discontinuités

L'orientation du plan moyen d'une discontinuité est décrite par deux angles, un pendage et un azimut, définis respectivement par rapport à l'horizontale et au nord (figure 4).

Le **pendage** est l'inclinaison de la ligne de plus grande pente. Il est mesuré dans un plan vertical, à l'aide d'un clinomètre. Il est compris entre 0° (pour un plan horizontal) et 90° (pour un plan vertical). On appelle **vecteur pendage**, le vecteur unitaire porté par la ligne de plus grande pente et dirigé vers le bas.

Pour définir complètement l'orientation d'un plan, il faut un deuxième angle, qui est mesuré dans le plan horizontal, par rapport au nord et dans le sens horaire, à l'aide d'une boussole. Selon la méthode utilisée, cet angle, appelé **azimut**, est défini par le vecteur pendage ou par les courbes de niveau du plan.

- La première méthode utilise l'**azimut du vecteur pendage**, c'est à dire l'angle entre le nord et la projection du vecteur pendage dans le plan horizontal. Cet angle, compris entre 0 et 360° , donne donc l'azimut (on dit aussi la direction) vers lequel descend la ligne de plus grande pente (on dit que la discontinuité pend dans cette direction).
- La seconde utilise l'**azimut des lignes de niveau** du plan (c'est à dire des horizontales du plan). Par convention, on choisit, entre les deux azimuts opposés définis par ces horizontales, celui qui est compris entre 0 et 180° . Mais, comme un plan peut être incliné d'un côté ou de l'autre d'une horizontale, il faut ajouter une information pour définir son orientation de manière univoque. Pour cela, on donne un point cardinal (N, E, S ou W) du côté duquel le plan descend (logiquement, le plus proche de l'azimut du vecteur pendage).

Selon la méthode utilisée, un même plan est donc décrit de deux manières différentes.

Par exemple, un plan incliné de 60° vers le SW, défini par le couple azimut-pendage ($N225^\circ-60^\circ$) avec la première méthode, est défini par le triplet azimut-pendage-point cardinal ($N135^\circ-60^\circ W$) avec la seconde méthode.

Représentation de l'attitude d'une discontinuité sur une carte : on utilise un symbole en forme de T, la barre supérieure est orientée dans la direction (ou azimut) de l'horizontale du plan de discontinuité et la barre inférieure indique la direction du pendage. La valeur du pendage est écrite à côté du symbole.

3.2.7. Tectoglyphes

Stries résultant du frottement de débris dans une faille ou affectant des enduits de calcite (cristallisés dans des cavités apparues lors du cisaillement). Elles permettent de connaître la direction et le sens du mouvement de la faille. L'orientation de la faille portant les stries, étant déjà connue, un seul angle est nécessaire pour définir parfaitement les droites parallèles aux stries. Cela peut être :

- l'azimut de ces droites (direction dans laquelle elles descendent);
- leur plongement (angle d'une droite avec le plan horizontal), en précisant de quel côté elles descendent par rapport à l'horizontale de la faille (N ou S, E ou W);
- leur pitch (angle avec l'horizontale du plan), en précisant également de quel côté elles descendent.

De plus, le sens du mouvement indiqué par les stries doit être noté.

3.2.8. Comportement mécanique des discontinuités : traité dans un autre chapitre.

3.2.9. Présence d'eau

Suintement ou écoulement d'eau

4. STRUCTURE DU MASSIF

4.1. ORGANISATION DES DISCONTINUITES EN FAMILLES DIRECTIONNELLES

Les discontinuités d'un massif rocheux sont liées aux phénomènes intervenant lors de sa formation et aux états de contrainte qu'il a subis au cours de son histoire géologique. Il est donc normal qu'elles ne soient pas orientées de manière aléatoire, mais qu'elles s'organisent en familles de même orientation et de mêmes caractéristiques. Ces familles sont généralement mises en évidence en représentant, en projection stéréographique, les normales de toutes les discontinuités observées dans une zone homogène. Chaque plan étant représenté par un point, il est facile de repérer les discontinuités ayant des orientations voisines et de déterminer la normale au plan moyen, qui est le barycentre des normales. Attention, prendre les moyennes des azimuts et des pendages conduirait à des erreurs dans certaines situations : pendages proches de la verticale (erreur sur le pendage) ; azimuts proches de 0-180° (erreur sur l'azimut).

Les familles ayant été définies à partir des orientations, les caractéristiques communes de chacune d'elles doivent être déterminées. Pour les paramètres quantitatifs (orientation, extension, espacement, JRC), des analyses statistiques peuvent être réalisées (histogrammes, moyennes, écart-types).

4.2. DENSITE DE FRACTURATION

4.2.1. Densité de fractures du massif

L'indice **ID** (intervalle entre discontinuités) est la moyenne des intervalles découpés par les discontinuités successives le long d'une ligne de mesure (axe d'un forage ou ligne de mesure sur affleurement). Il est nécessaire de réaliser des mesures dans plusieurs directions, choisies en fonction des directions des discontinuités. L'inverse de ID est une **densité linéique** de fractures appelée aussi **fréquence**. L'histogramme des intervalles mesurés permet d'obtenir une image plus complète de la fracturation (la courbe cumulative de distribution est équivalente à une courbe granulométrique).

Le **RQD** (Rock Quality Designation), également utilisé, est la somme des longueurs des carottes supérieures à 10 cm, rapportée à la longueur de la passe. L'AFTES recommande le calcul du RQD par passes forées de 1m.

4.2.2. Fréquence d'une famille de discontinuités

La **fréquence moyenne** λ d'une famille de discontinuités est le nombre de discontinuités recoupées par une ligne de mesure perpendiculaire au plan moyen de la famille, divisé par la longueur de cette ligne ($\lambda=N/L$). L'**espacement moyen** ES est la moyenne des intervalles découpés par les discontinuités le long de cette ligne. C'est l'inverse de la fréquence. L'histogramme des espacements orthogonaux entre discontinuités d'une même famille reflète la distribution de celles-ci. Il nécessite de relever les distances entre les intersections successives des discontinuités avec la ligne de mesure. Comme la ligne de mesure n'est généralement pas perpendiculaire au plan moyen de la famille étudiée, il faut multiplier les distances mesurées par le sinus de l'angle β entre la ligne de mesure et le plan moyen (ou par le cosinus de l'angle entre la ligne de mesure et la normale au plan moyen). Inversement, une fréquence déterminée sur le terrain (**fréquence apparente**) doit être divisée par ce sinus ($\lambda=N/L\sin\beta$). Si la ligne de mesure se trouve sur un affleurement, seules doivent être considérées les discontinuités qui intersectent effectivement cette ligne (et non celles, visibles sur l'affleurement, qui ne l'atteignent pas).

On montre que la fréquence λ d'une famille est aussi égale à la surface de discontinuités par unité de volume du massif, ainsi qu'à la longueur de discontinuités par unité de surface perpendiculaire au plan moyen de cette famille. Si cette longueur est mesurée sur un plan d'observation qui fait un angle β avec le plan moyen de la famille (cas général), la fréquence apparente obtenue doit être divisée par $\sin\beta$ pour obtenir la fréquence réelle (figures 5 et 6).

Dans un milieu naturel tel qu'un massif rocheux, les joints d'une même famille ne sont pas régulièrement espacés. La distribution statistique des espacements a été étudiée par plusieurs auteurs (Priest et Hudson, 1976, 1981 ; Jaboyedoff et al., 1996 ; Sornette, 2000). La loi de distribution la plus utilisée est la loi exponentielle négative, pour laquelle la densité de probabilité de l'espacement x s'écrit :

$$f(x) = \lambda e^{-\lambda x}$$

où λ est la fréquence moyenne (inverse de l'espacement moyen).

La fonction de répartition s'écrit : $P(X < x) = 1 - e^{-\lambda x}$

Une famille comportant un petit nombre de joints de grande extension peut avoir la même fréquence qu'une autre comportant un grand nombre de joints de faible extension (figure 7). Pour mieux décrire la géométrie d'une famille de fractures, la détermination de la fréquence doit être complétée par la connaissance des extensions.

4.2.3. Extensions d'une famille de discontinuités

Si toutes les discontinuités sont entièrement visibles sur un affleurement, leur extension moyenne peut se calculer directement.

Si certaines discontinuités sont visibles partiellement (une seule extrémité visible) mais qu'aucune ne traverse entièrement l'affleurement (figure 8), on peut calculer l'extension moyenne à partir d'un nombre de discontinuités équivalent n , donné par la formule suivante:

$$n = n_0 + n_1/2$$

n_0 et n_1 étant respectivement les nombres de discontinuités dont 2 extrémités et une extrémité sont visibles. La longueur de trace moyenne s'obtient alors en divisant la longueur totale des discontinuités observées sur l'affleurement par le nombre n . (Contrairement à l'espacement, l'extension moyenne n'est pas affectée par l'orientation du plan d'observation).

Lorsque la fenêtre d'observation est trop petite pour appliquer cette méthode (certains joints n'ont aucune extrémité visible), la longueur de trace moyenne peut être estimée par la formule suivante, si les traces des joints sont parallèles à la hauteur h de la fenêtre (figure 9):

$$L_m = h (2n_2 + n_1) / (2n_0 + n_1)$$

n_2 étant le nombre de joints n'ayant aucune extrémité visible.

L'estimation n'est bonne que lorsque la longueur u de la fenêtre est suffisante et h est de l'ordre de grandeur de L_m . En effet, si h est trop petit devant L_m , n_0 et n_1 tendent vers 0 et l'estimation de L_m tend vers l'infini.

Pour une famille dont les traces font un angle θ avec la hauteur de la fenêtre (Figure 10), la formule précédente devient :

$$L_m = [h u (2n_2 + n_1)] / [(2n_0 + n_1) (h \sin\theta + u \cos\theta)]$$

u étant la longueur de la fenêtre.

Priest et Hudson (1981) ont proposé des méthodes pour estimer l'extension moyenne en dépit des problèmes d'échantillonnage rencontrés lorsque l'on mesure les extensions des discontinuités recoupées par une ligne de mesure, située au pied d'un affleurement. (Tout d'abord, la ligne de mesure intersecte préférentiellement les discontinuités les plus longues. Ensuite, on ne peut observer qu'une partie des discontinuités, car elles disparaissent sous le sol et sont éventuellement interrompues par le sommet de l'affleurement).

5. COMPLEMENTS

5.1. DESCRIPTION D'UNE DROITE

On définit l'attitude d'une droite par son pendage (ou plongement) par rapport à l'horizontale, et par la direction (ou azimut) de ce plongement (direction dans laquelle la droite **descend**), compris entre 0 et 360°.

5.2. DESCRIPTION D'UNE DROITE ORIENTEE (OU D'UN VECTEUR)

On définit l'attitude d'une droite orientée par la direction dans laquelle elle est orientée, comprise entre 0 et 360°, et par son pendage (négatif vers le bas, positif vers le haut).

BIBLIOGRAPHIE

AFTES. Caractérisation des massifs rocheux utile à l'étude et à la réalisation des ouvrages souterrains. Tunnels et ouvrages souterrains, n°177, mai-juin 2003, pages 138-186.
http://www.aftes.asso.fr/publications_recommandations.html

CFMR. Manuel de mécanique des roches, tome 1, Fondements. 265 pages, Les Presses de l'Ecole des Mines, Paris, 2000.

Franklin J.A. et Dusseault M.B. Rock Engineering. 600 pages. McGraw-Hill, 1991.

Jaboyedoff M., Philipposian F., Mamin M., Marro C., Rouiller J-D. Distribution spatiale des discontinuités dans une falaise, approche statistique et probabiliste. 90 pages. VDF Hochschulverlag AG an der ETH Zurich, 1996.

Priest, S.D. & J.A. Hudson (1976) Estimation of discontinuity spacing and trace length using scan line surveys. *Int. J. Rock Mech. Min. Sci and Geomech.*, Vol. 18, pp. 183-197.

Sornette D. (2000) Critical phenomena in natural sciences : chaos, fractals, selforganization and disorder, concept and tools, Springer.

RECONNAISSANCE PRELIMINAIRE ET DESCRIPTION STRUCTURALE DES MASSIFS ROCHEUX - PLAN DU RAPPORT DE TP (à lire avant le TP)

On supposera qu'il s'agit d'une étude préalable à un projet d'élargissement de la route (mais sans aborder le problème de la stabilité du talus).

Les tâches à réaliser sur le terrain sont en italique

1 – LOCALISATION ET CONTEXTE GEOLOGIQUE

- 1.1 Localisation du site, origine et caractéristiques de la fenêtre d'observation (mettre le numéro d'affleurement sur la 1^o page du rapport, ainsi que les auteurs par ordre alphabétique, sauf justification)*
- 1.2 Reconnaissance géologique. Etude bibliographique (Eurocode 7, reconnaissance des terrains, 2.1.1 (6) et (7)) à **réaliser avant le TP**. Situer l'affleurement étudié dans son contexte stratigraphique, lithologique et structural (échelle du Vercors, puis du site). Pas de copier-coller ! Utiliser les documents des sites web "geol-alp.com" et "infoterre.brgm.fr" (pour la carte géologique au 1/50000). Localiser précisément le site étudié sur la carte géologique simplifiée du Vercors, sur une coupe schématique et sur toute autre figure (schéma structural, ...). A quelle disposition des couches peut-on s'attendre ? Citer les sources pour les phrases ou documents reproduits, en renvoyant à une liste de références bibliographiques. Conseil : peu de texte, mais des figures annotées.
- 1.3 Dessiner (à la main) une coupe géologique ouest-est du versant au droit de l'affleurement étudié, entre le Drac et le plateau des Guillets (échelle 1/20000, horizontale et verticale). Y indiquer le chevauchement du Moucherotte, ainsi que l'affleurement. Utiliser le site web "infoterre" pour la topographie et pour la géologie, exploiter toutes les informations de la carte géologique au 1/50000 et de la carte géologique simplifiée du site (où les terrains quaternaires de couverture superficielle ont été enlevés). Quels terrains seraient rencontrés par un tunnel creusé à partir du Drac ?

2 –DESCRIPTION DES DISCONTINUITES

(Cette partie doit comporter toutes les observations et mesures effectuées sur le site)

- 2.1 Description de la fenêtre d'observation (numéro, longueur, hauteur, azimuth et pendage du plan moyen, à noter sur le tableau).*
- 2.2 Déterminer la fréquence **apparente** (sans correction) des joints de stratification (et leur espacement moyen) en comptant les joints sur une ligne de plus grande pente du talus matérialisée par une mire et localisée sur le croquis.*
- 2.3 Déterminer la densité globale de fractures du massif (hors stratification et d'extension supérieure à 20 cm) en comptant les fractures sur une ligne horizontale (matérialisée par un décimètre).*
- 2.4 Croquis (à la main, format A4 paysage) des discontinuités visibles sur la fenêtre d'observation, avec échelle, ligne de mesure, numéros des joints, annotations et légende (végétation, surplombs, ...). Selon le cas, une discontinuité peut être représentée par une ligne (intersection de la discontinuité avec la surface du talus) ou par une surface délimitée par des tirets, coloriée ou hachurée (discontinuité vue de face). Dans le second cas, inscrire le numéro dans un carré. Mettre la stratification en rouge. Le croquis reproduit dans le rapport doit être bien lisible.*
- 2.5 Description des principales discontinuités accessibles situées dans la fenêtre, à l'aide du tableau, et localisation de chacune d'elles sur le croquis. Lorsqu'une discontinuité est représentée par une ligne, relier le numéro à celle-ci par une flèche. Matériel nécessaire : canif pour l'ouverture et le remplissage des joints.*

3 – STRUCTURE DU MASSIF

- 3.1 Représentation sur le stéréogramme 1 des normales (inférieures) aux discontinuités (indiquer leur numéro de manière bien lisible). Ne pas mettre le canevas.
- 3.2 Regroupement des discontinuités par familles en fonction de l'orientation (on appellera S0 la famille des joints de stratification, J1, J2, ... les autres familles). Représenter sur le même stéréogramme, la normale au plan moyen de chaque famille (sans calcul de moyennes).
- 3.3 Représentation, sur un second stéréogramme (stéréogramme 2), du plan moyen de chaque famille, de sa normale, du plan moyen de la fenêtre d'observation et des lignes de mesure.
- 3.4 Détermination de la fréquence apparente, puis de la fréquence réelle, de chaque famille de fractures. Pour cela, reproduire le croquis en représentant chaque famille avec une couleur différente (ne pas considérer que les discontinuités décrites dans le tableau, mais toutes celles qui sont visibles sur votre croquis ou sur vos photos, estimer au mieux la surface rocheuse considérée). Indiquer les angles mesurés sur le stéréogramme. Présenter données et résultats dans des tableaux. Comparer les 2 méthodes (tableau), ligne de mesure (décamètre ou mire) et longueur cumulée des traces. Comparer la somme des fréquences de chaque famille de fractures à la fréquence globale de fractures déterminée sur le terrain (2.3) ?
- 3.5 Détermination de l'extension moyenne. Dans chaque cas (3.4 et 3.5), expliquer la méthode utilisée, détailler les calculs (tableaux avec nombre de joints utilisés, angles, etc ...) et indiquer les angles sur le stéréogramme.

4 – CONCLUSION

Tableau de synthèse présentant les caractéristiques de chaque famille (paramètres quantitatifs et qualitatifs) dans l'objectif d'une étude géotechnique, en précisant les incertitudes et les limites de l'étude. Propositions pour l'améliorer.

Relation entre la structure mise en évidence à l'échelle de l'affleurement et celle du versant, présentée dans la première partie. Modifier la coupe si nécessaire.

Remarque : SVP, pas d'introduction pas d'annexes.

Annexe

REPRESENTATION STEREOGRAPHIQUE D'OBJETS TRIDIMENSIONNELS

D. HANTZ

La représentation stéréographique permet de représenter sur un plan (le stéréogramme), certains objets situés dans l'espace tridimensionnel, tels que : droites, demi-droites, plans, cônes, demi-espaces, pyramides, dièdres, ... Ces objets sont constitués par un ensemble de demi-droites, issues d'un même point S (sommet du cône, par exemple).

La représentation stéréographique peut se décomposer en trois étapes (illustrées par la figure 1 dans le cas d'une demi-droite) :

Une **translation**, qui déplace l'objet de manière à amener le point S en un point O, centre d'une sphère, dite sphère de référence.

L'**intersection** de cet objet avec la sphère de référence.

La **projection** de cette intersection sur un plan horizontal.

En ingénierie des roches, la projection utilisée est la projection **stéréographique** ou de **Wulff**, qui permet de projeter les points de la sphère sur un plan horizontal passant par O, à partir d'un foyer situé au sommet (ou à la base, selon la convention utilisée) de celle-ci. Cette projection a la propriété de transformer un cercle de la sphère en un cercle du plan de projection, mais la surface du cercle n'est pas conservée. Elle est également utilisée en cartographie, notamment pour représenter les régions polaires.

En géologie structurale, on utilise la projection de **Schmidt**, qui a la propriété de transformer un cercle de la sphère en une ellipse de même surface.

La représentation stéréographique d'une demi-droite (ou d'un vecteur) est un point, situé à l'intérieur du cercle de référence si celle-ci est dirigée vers le bas, et à l'extérieur si elle est dirigée vers le haut (figure 1). Une droite est représentée par deux points (figure 2). Un plan est représenté par un cercle passant par deux points diamétralement opposés du cercle de référence (figure 3). Ces deux points représentent l'horizontale du plan (courbe de niveau). Sa ligne de plus grande pente est également représentée par deux points, dont un correspond au vecteur pendage (dirigé vers le bas). Un cône est représenté par un cercle, mais qui ne passe pas par deux points diamétralement opposés du cercle de référence ("petit" cercle, par opposition aux "grands" cercles, qui représentent des plans).

En appliquant le même principe à l'ensemble des demi-droites définissant un demi-espace (issues du point O après la translation), l'intersection avec la sphère donne un hémisphère et sa projection un disque. Celui-ci est inclus dans le cercle qui représente le plan délimitant le demi-espace. Avec le foyer en position supérieure, le demi-espace situé sous un plan est représenté par l'intérieur du cercle représentant ce plan, et le demi-espace situé au-dessus, par l'extérieur de ce cercle. L'intérieur du cercle de référence représente l'ensemble des demi-droites (ou des vecteurs) dirigées vers le bas, et l'extérieur, l'ensemble des demi-droites (ou des vecteurs) dirigées vers le haut (à l'exception de la verticale ascendante qui est rejetée à l'infini).

Pour représenter un plan, on utilise un canevas construit en projetant les méridiens et les parallèles d'un globe dont l'axe de rotation serait horizontal. Les méridiens du canevas représentent donc des plans de différents pendages, dont la direction commune est celle de l'axe du globe (qu'on appellera axe du canevas). Les parallèles du canevas permettent de mesurer des angles dans les plans représentés par les méridiens. On les utilise également pour faire tourner des droites autour de l'axe du canevas.

Remarque : de nombreuses applications de la représentation stéréographique n'utilisent que l'intérieur du cercle de référence.

Représentation stéréographique d'un plan P et de sa normale

- a. Repérer le nord sur le calque.
- b. Représenter l'horizontale du plan P (par 2 points diamétralement opposés sur le cercle de référence).
- c. Faire coïncider l'horizontale du plan P avec l'axe du canevas (horizontale commune aux plans représentés sur le canevas).
- d. Repérer de quel côté est le pendage du plan P.
- e. En utilisant le plan vertical des vecteur-pendage (représenté par un diamètre du canevas), choisir le grand cercle du canevas correspondant au pendage du plan P (le cercle de référence représente un plan horizontal, donc de pendage 0°). Tracer le cercle et repérer le vecteur-pendage.
- f. Pour représenter la normale au plan P, compter 90° , à partir du plan P, dans le plan vertical des normales (ou compter, à partir du centre du canevas, un angle égal au pendage du plan P).

Mesure d'angles sur le stéréogramme

L'angle entre 2 droites se mesure sur le cercle qui représente le plan contenant ces 2 droites.

L'angle entre 2 plans se mesure sur le cercle qui représente le plan perpendiculaire à l'intersection de ces 2 plans (qui est également le plan des normales à ces 2 plans).

L'angle entre une droite D et un plan P se mesure sur le cercle qui représente le plan Pn défini par cette droite D et la normale au plan P. Ce plan Pn permet de représenter la projection de la droite D sur le plan P.



DIAPPOSITIVES ILLUSTRANT LE COURS DE MECANIQUE DES ROCHES

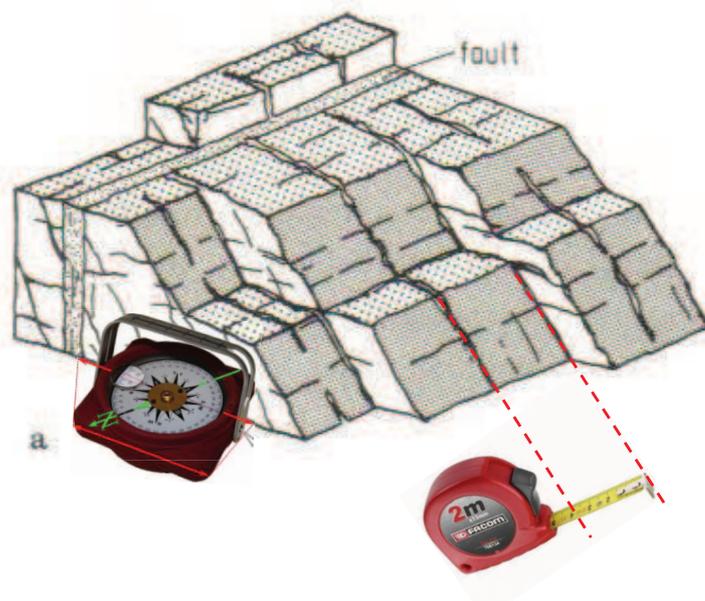
Partie 1 **DESCRIPTION STRUCTURALE DES MASSIF ROCHEUX**

D. HANTZ
2015

1

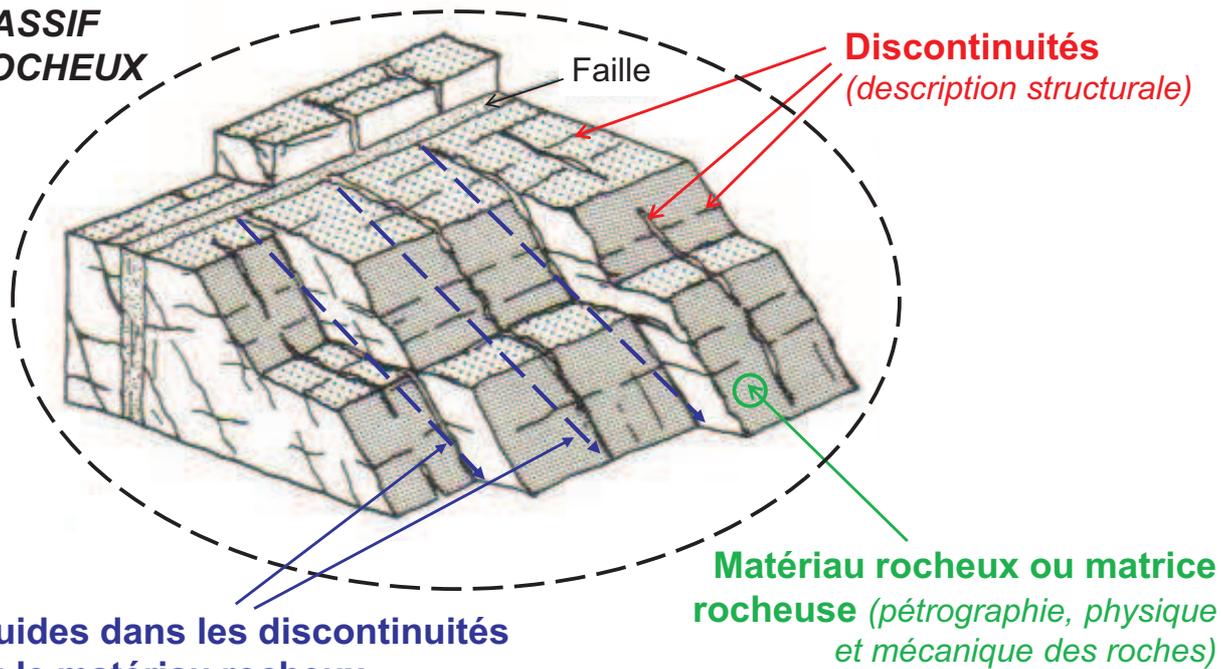
Pourquoi décrire la structure des massifs rocheux ?

- Les **instabilités** se produisent généralement sur les surfaces de **discontinuité** qui découpent le massif.
- Ces **discontinuités** jouent également un rôle important dans la **circulation de l'eau** dans le massif et fournissent des informations sur les **contraintes** subies par celui-ci au cours de son histoire.



Description structurale du massif rocheux

**MASSIF
ROCHEUX**



Discontinuités
(description structurale)

**Matériau rocheux ou matrice
rocheuse** *(pétrographie, physique
et mécanique des roches)*

**Fluides dans les discontinuités
ou le matériau rocheux**
(hydrogéologie, hydraulique souterraine)

3

Description structurale du massif rocheux

(d'après l'Eurocode 7, NF EN 1997-1 et les recommandations de l'AFTES)

Caractéristiques individuelles des discontinuités

- Type
- Persistance ou extension ou continuité (= taille, surface, longueur)
- Ouverture (épaisseur)
- Remplissage, étanchéité
- Rugosité, morphologie
- Altération et résistance des épontes (surfaces rocheuses)
- Orientation (ou attitude)

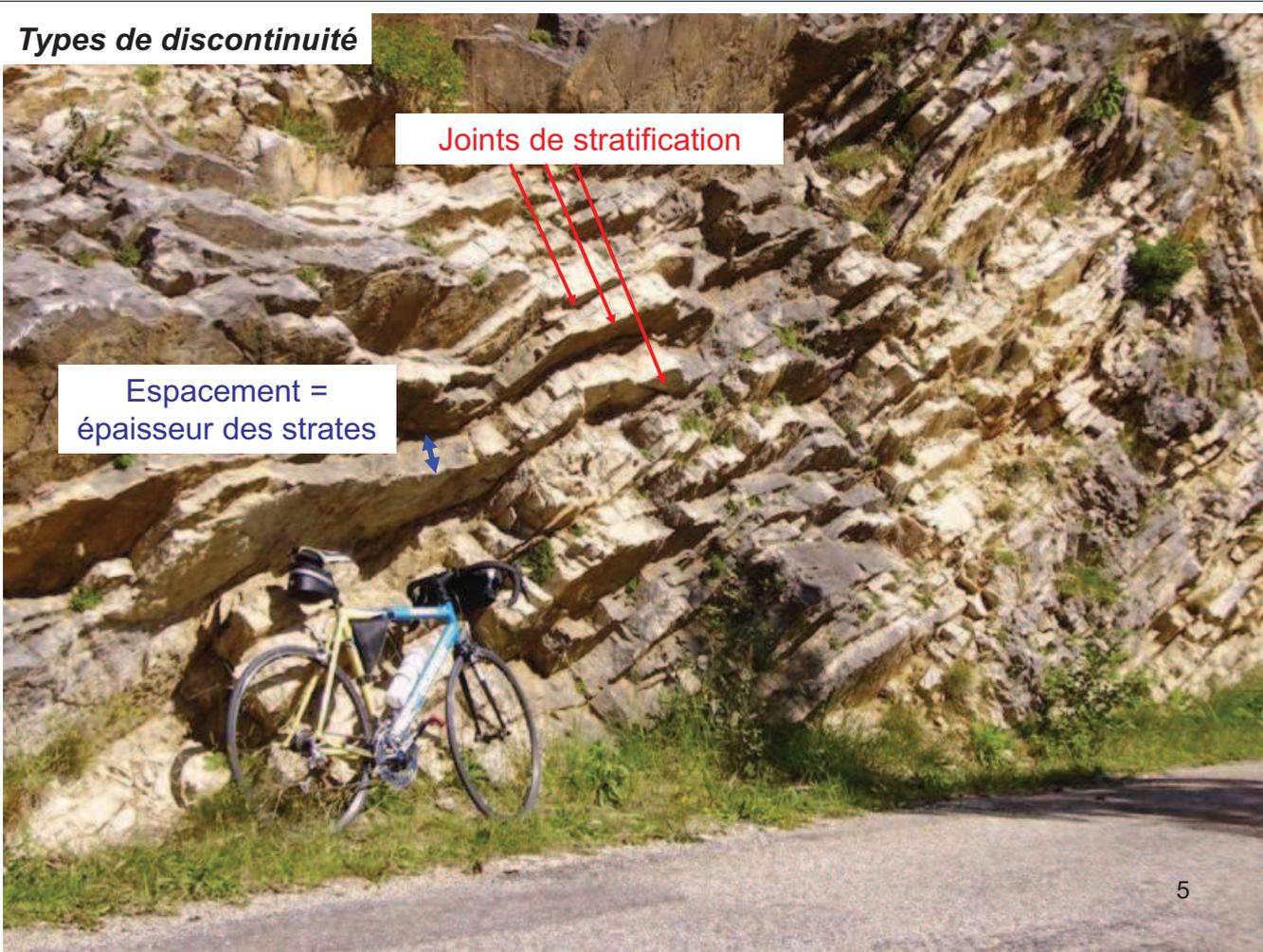
Structure du massif rocheux

- Identification des familles de discontinuités
- Fréquence globale et pour chaque famille (ou espacement)

Types de discontinuité

Jointes de stratification

Espacement =
épaisseur des strates



Types de discontinuité

Fractures dans du granite (Oisans)



Types de discontinuité

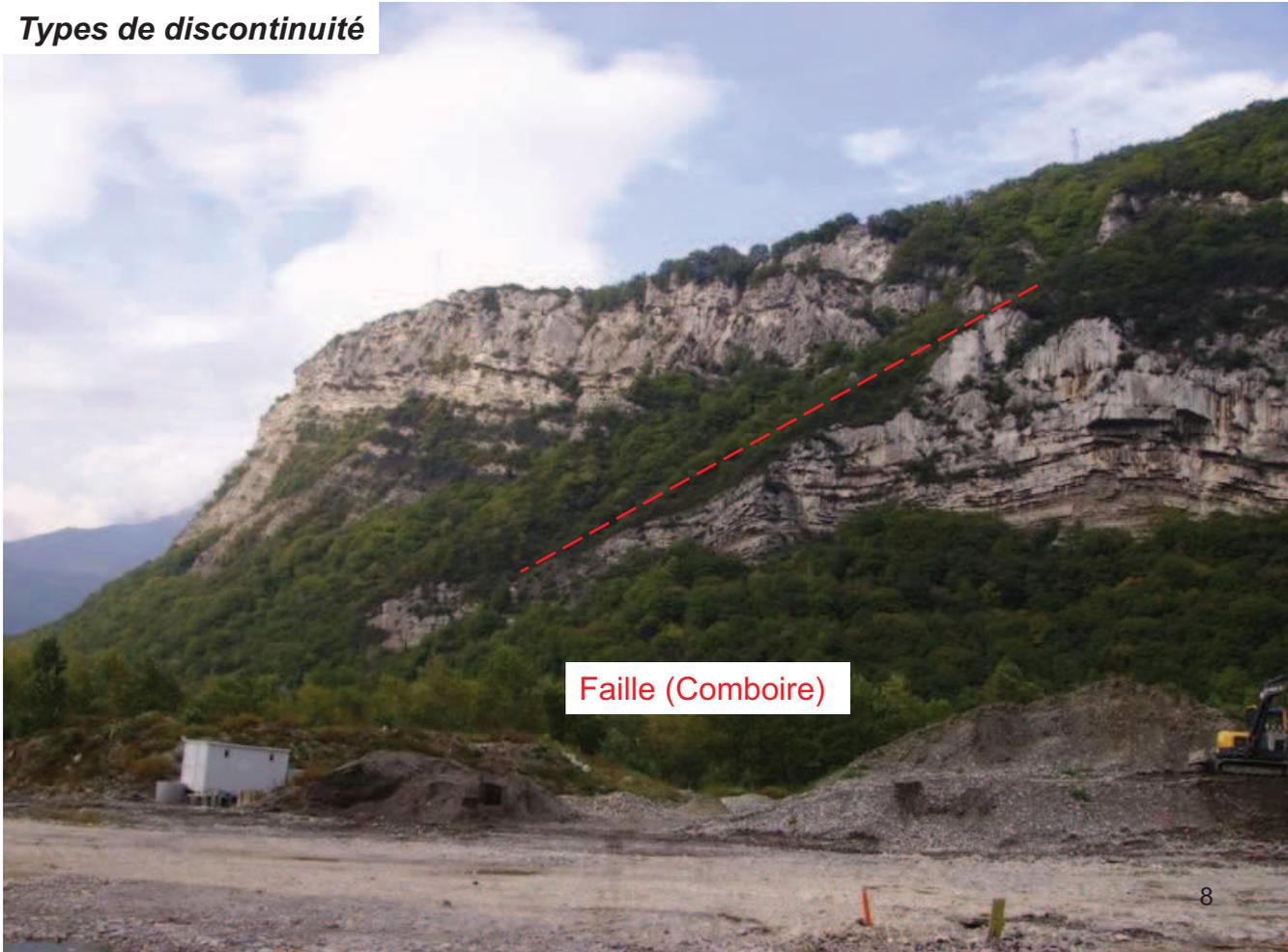


Jointes de stratification

Diaclases

Jointes dans du calcaire (Valais)

Types de discontinuité



Faille (Comboire)

Types de discontinuité

**Plan de faille strié
(Vercors)**



Types de discontinuité



**Plan de faille strié
(Vercors)**

Types de discontinuité



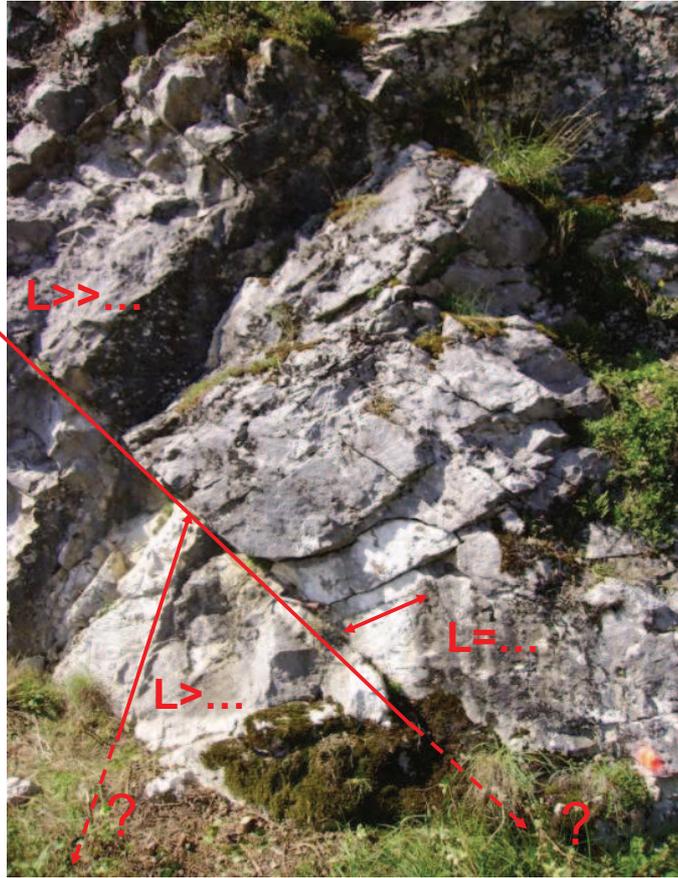
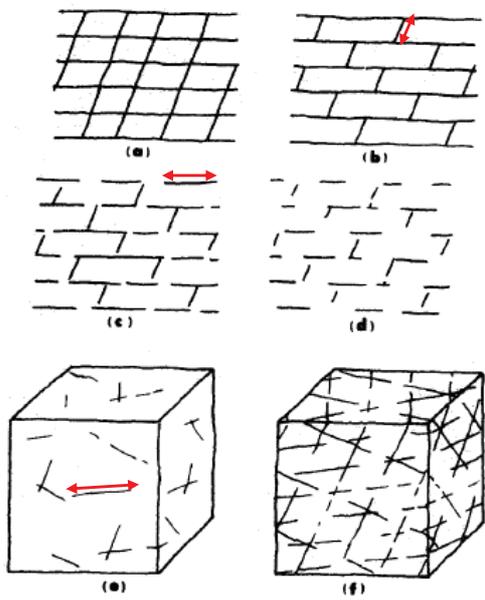
Marnes ("Terres noires", Draix)

Types de discontinuité



Orgues basaltiques (Islande) : joints de retrait dus au refroidissement de la lave

Extension des discontinuités

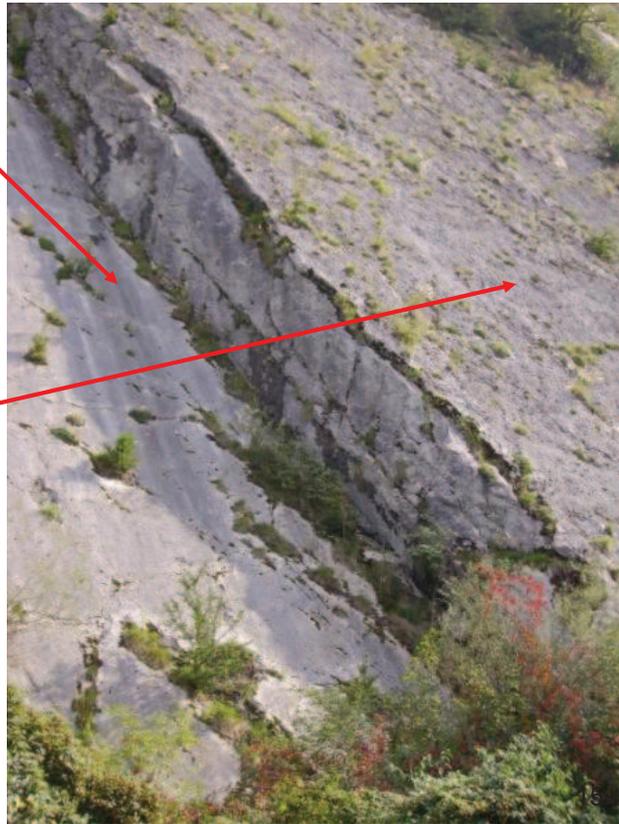
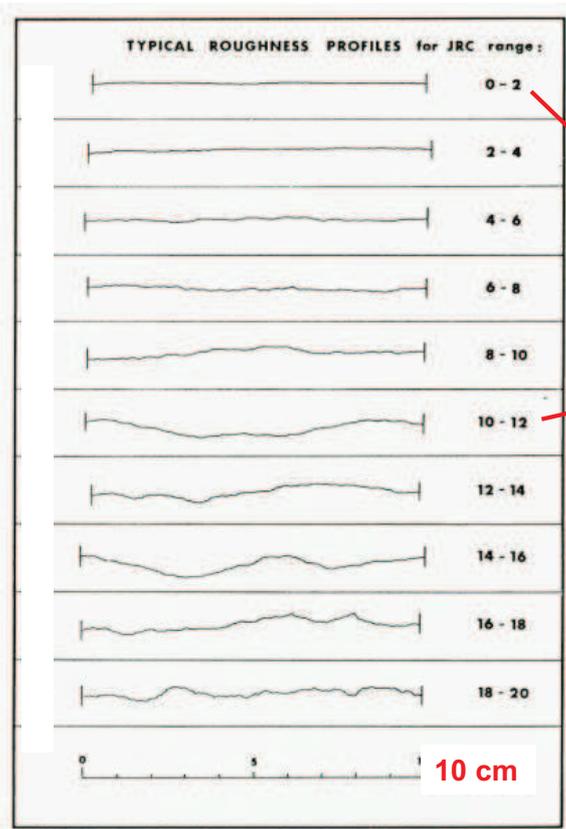


Ouverture et remplissage

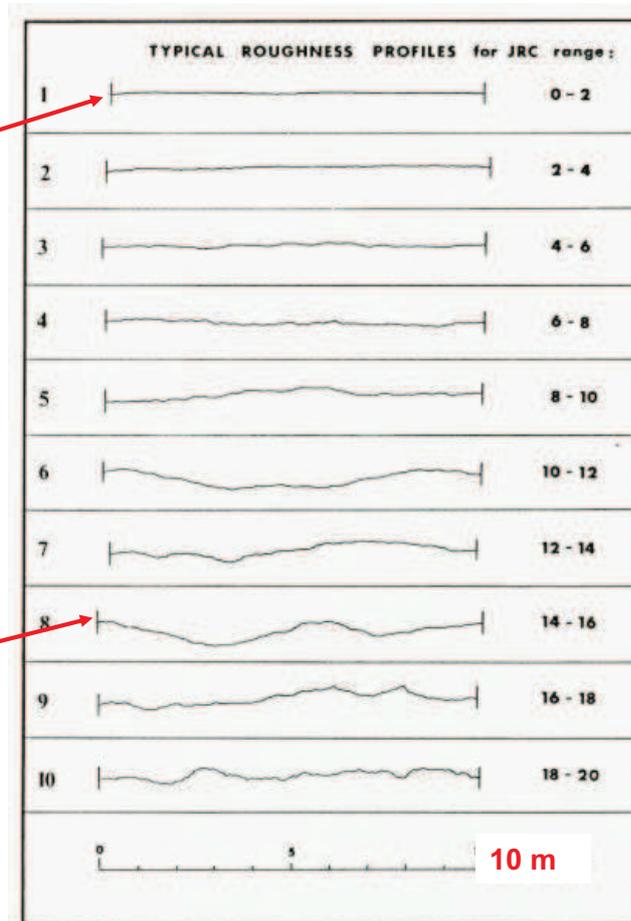


Rugosité

Profils de rugosité typiques pour déterminer le JRC
(Joint Roughness Coefficient) d'après Barton et Choubey (1977)

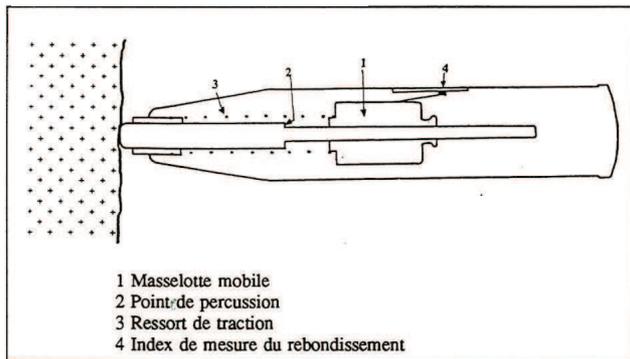


Rugosité (échelle décimétrique)

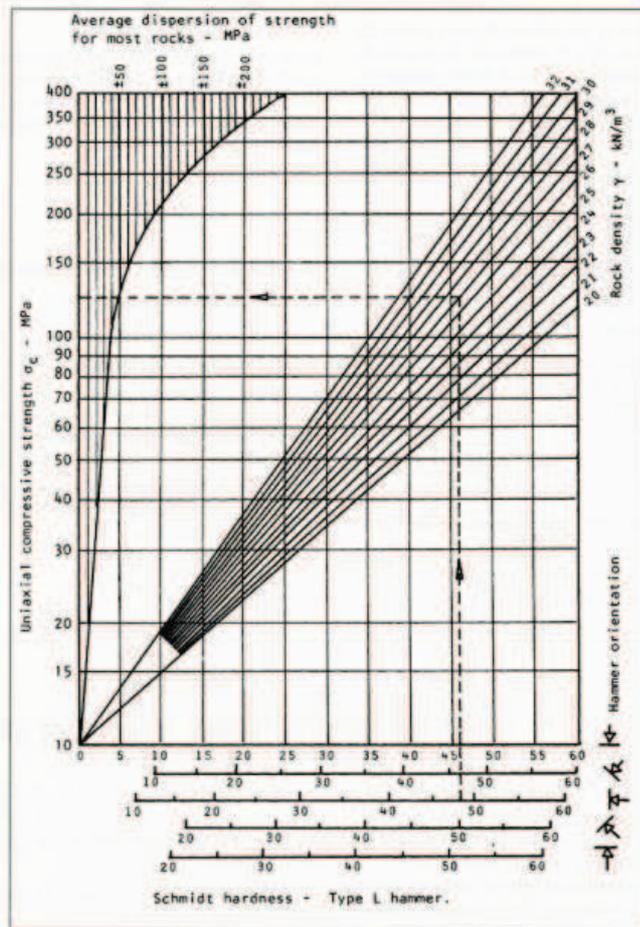


Résistance des épontes

Principe du scléromètre
(ou marteau de Schmidt)



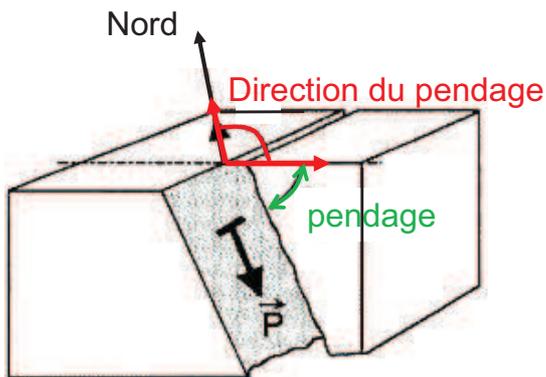
Relation entre l'indice de rebond et la résistance en compression uniaxiale (d'après Deere et Miller, 1966)



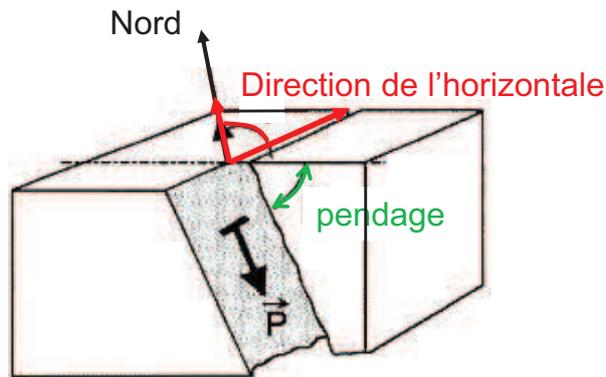
17

Orientation des discontinuités

Méthode de la direction (ou azimut) du pendage



Méthode de la direction (ou azimut) de l'horizontale

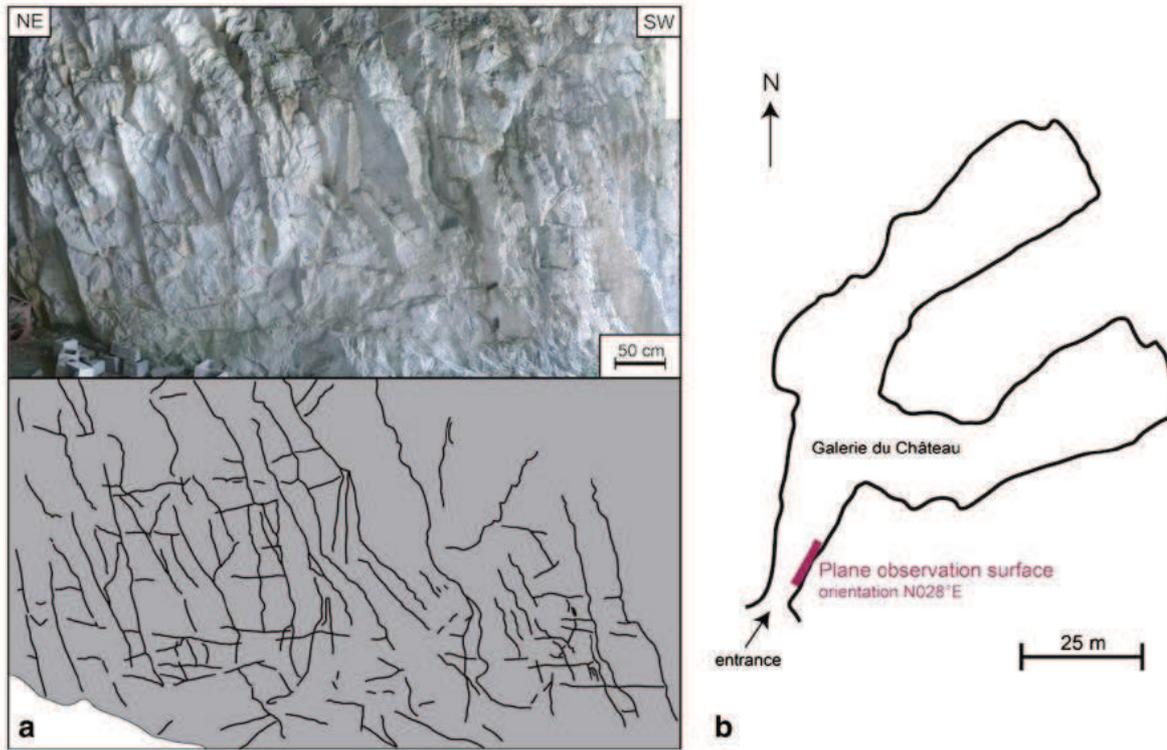


+ direction du pendage
(N, E, S or W)

- Une direction (azimut) se mesure dans le plan horizontal avec une boussole (dans le sens horaire)
- Un pendage se mesure dans le plan vertical avec un clinomètre

18

Relevé sur fenêtre d'observation



(Mahé et al., BEGE, 2015)

Relevé en sondage

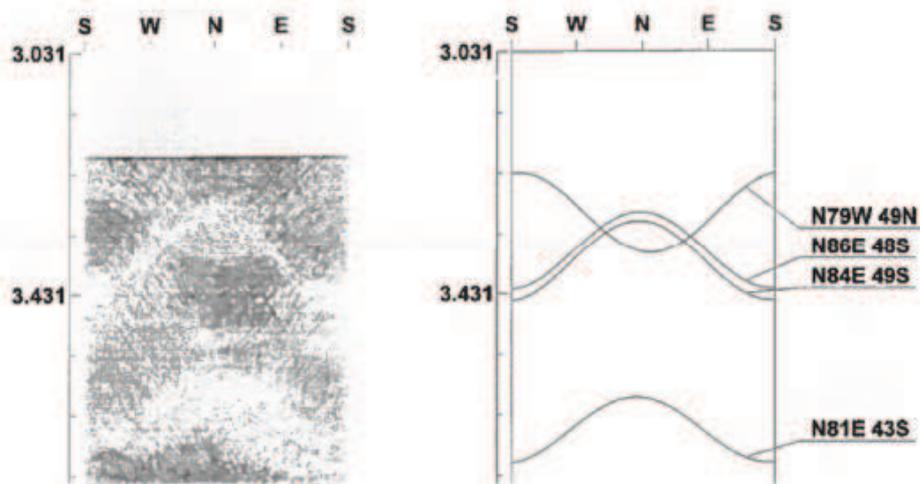
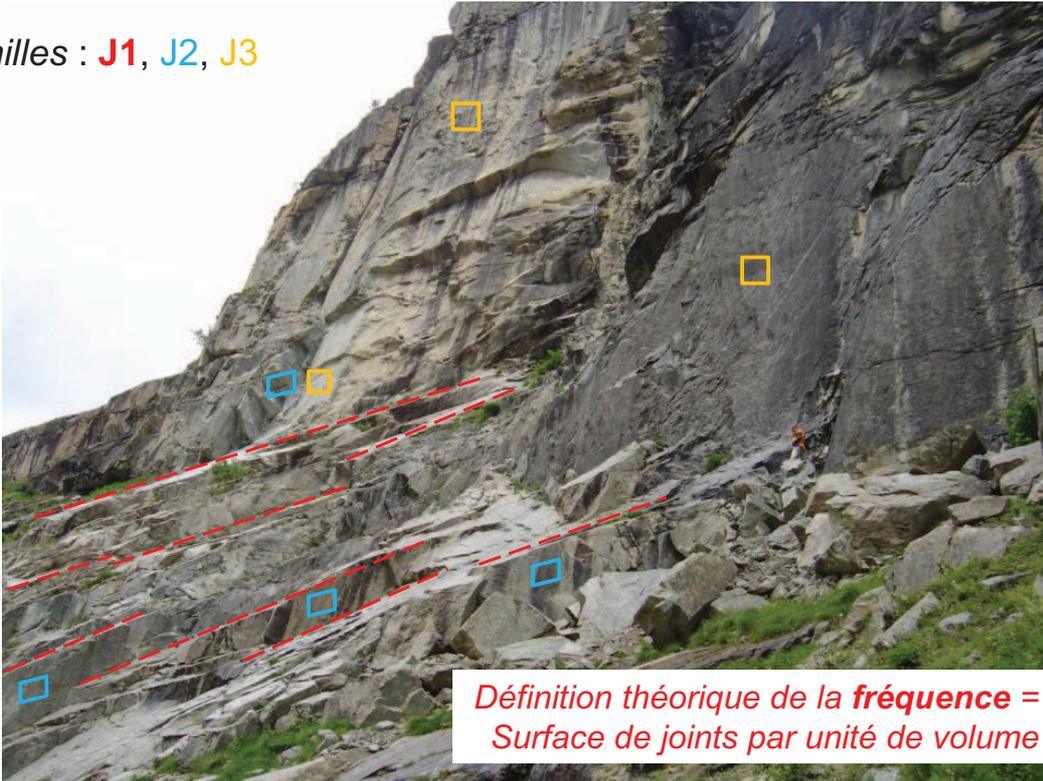


Figure 4. Extrait de diagraphie caméra et interprétation

d'après Merrien et Gasc, JNGG, 2016

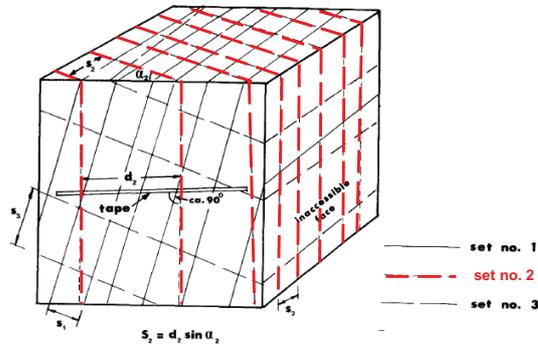
Identification des familles de discontinuités

Familles : J1, J2, J3



Fréquence des familles de discontinuités

Définition théorique de la fréquence:
Surface de joint par unité de volume



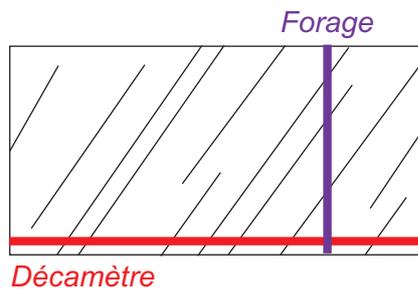
Méthode de la fenêtre d'observation

Fréquence = Longueur de joint par unité de surface normale aux joints



Méthode de la ligne de mesure

Fréquence = Nombre de joints par unité de longueur normale aux joints



Fréquence des familles de discontinuités

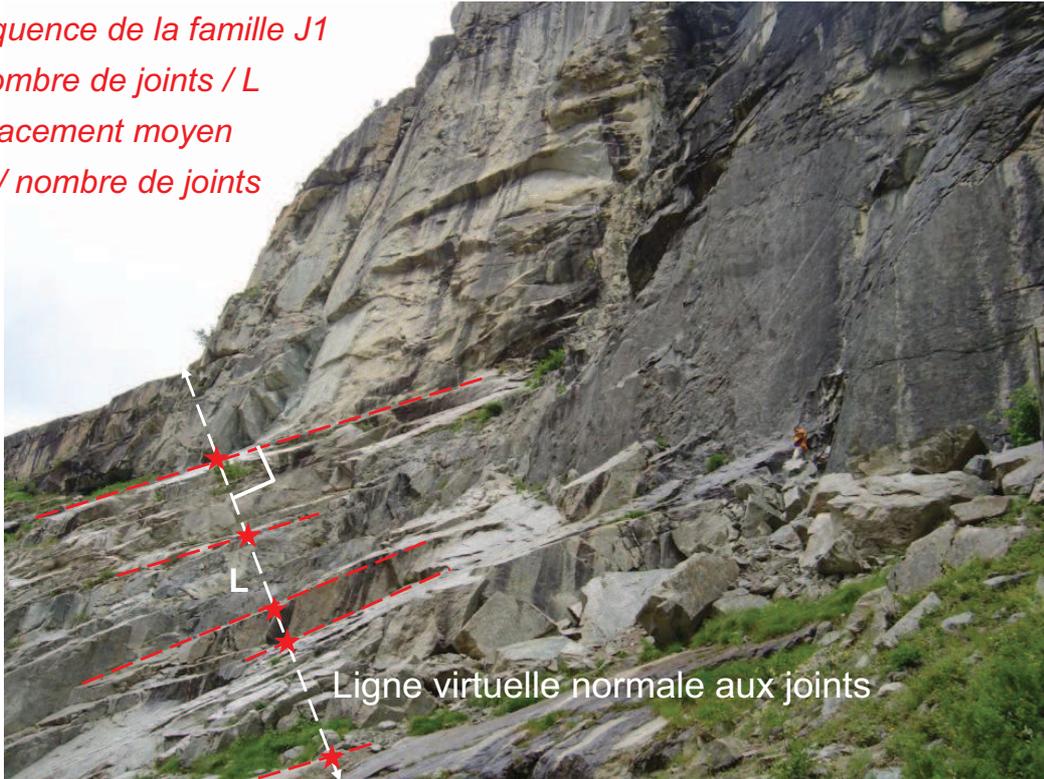
Méthode de la ligne de mesure

- Fréquence de la famille J1

$F_1 = \text{nombre de joints} / L$

- Espacement moyen

$S_1 = L / \text{nombre de joints}$

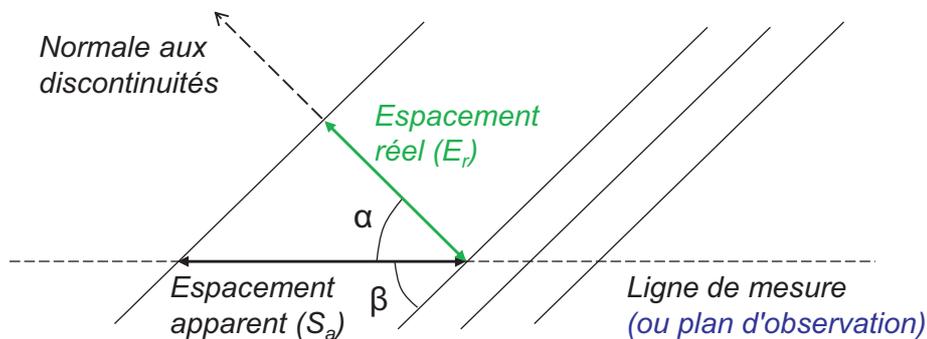


Fréquence des familles de discontinuités

Méthode de la ligne de mesure

Une correction est nécessaire si la ligne n'est pas normale aux joints

Vue parallèle aux discontinuités et perpendiculaire à la ligne de mesure
(ou parallèle aux discontinuités et au plan d'observation)

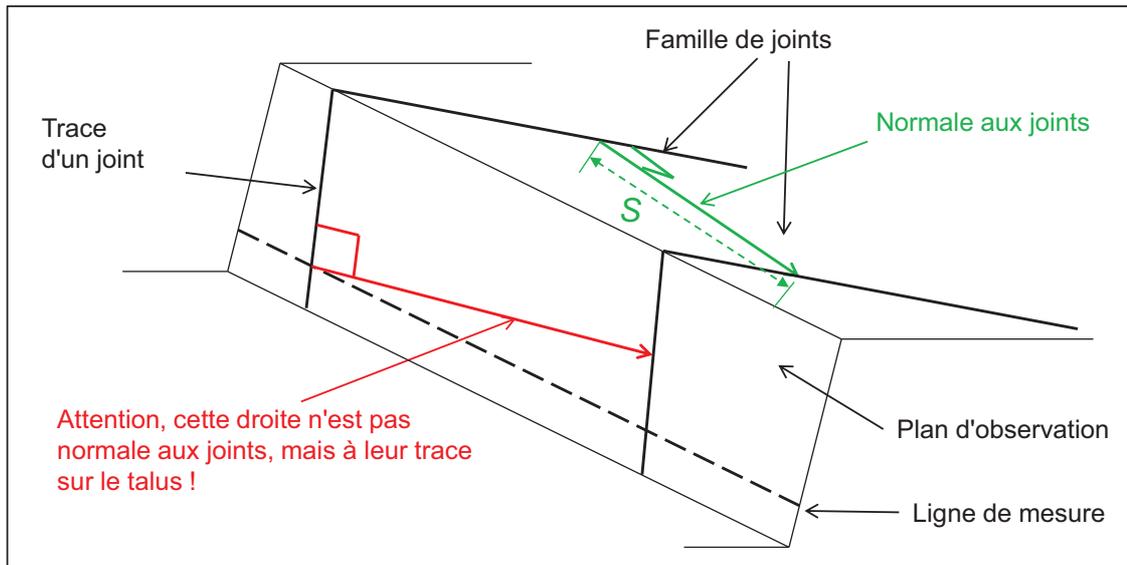


$$S_r = S_a \cos\alpha = S_a \sin\beta \quad \text{donc} \quad F_r = F_a / \cos\alpha = F_a / \sin\beta$$

Fréquence des familles de discontinuités

Méthode de la ligne de mesure

Une correction est nécessaire si la ligne n'est pas normale aux joints

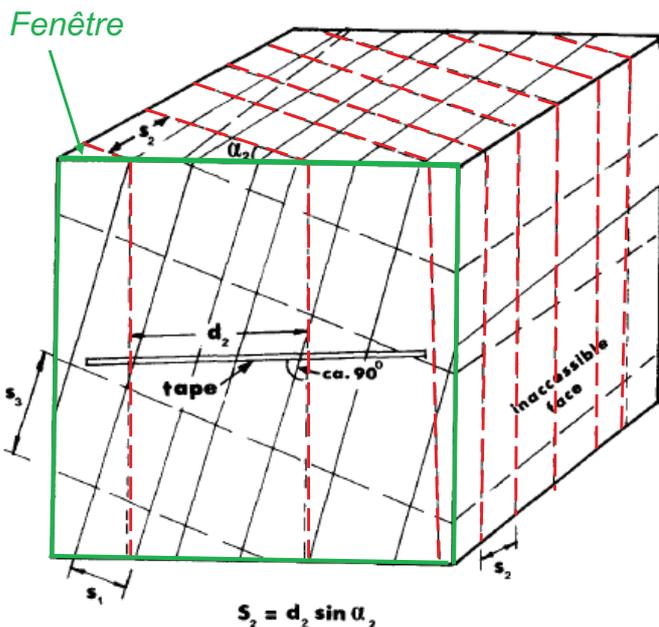


25

Fréquence des familles de discontinuités

Méthode de la fenêtre d'observation

Une correction est nécessaire si la fenêtre n'est pas normale aux joints



Espacement réel entre deux joints J_2 :
 $S_2 = d_2 \sin \alpha_2$

Fréquence réelle = fréquence
 apparente / $\sin \alpha_2$

- set no. 1
- - - set no. 2
- · · set no. 3

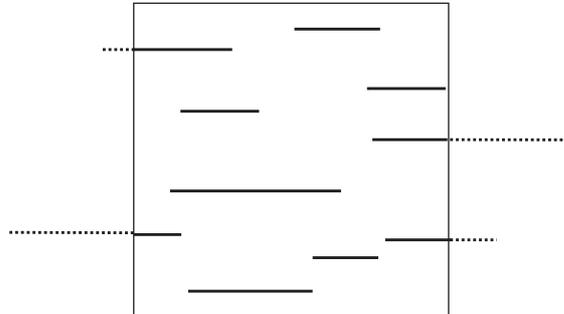
Fréquence réelle = fréquence apparente / sinus de l'angle entre la fenêtre et les joints (mesuré sur stéréogramme)

Extension des familles de discontinuités

Premier cas (idéal) : joints entièrement visibles

On fait la moyenne des extensions des différents joints

Deuxième cas : tous les joints ne sont pas entièrement visibles, mais l'extension moyenne est nettement plus petite que la fenêtre d'observation.

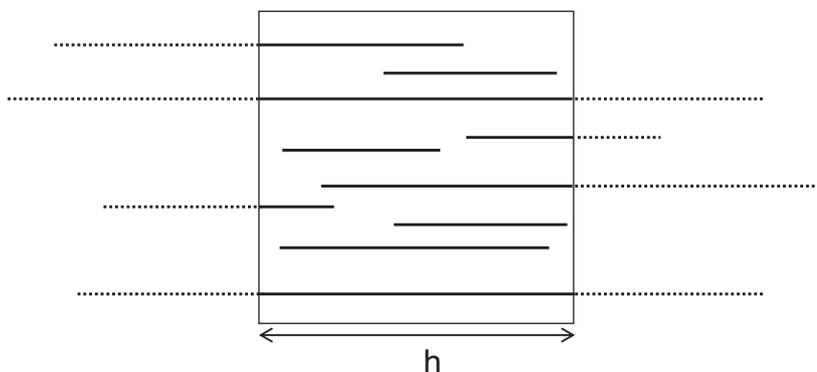


$$L_m = \Sigma L_i / (n_0 + n_1/2) ; \text{ avec } n_0 \text{ joints entièrement visibles et } n_1 \text{ partiellement}$$

27

Extension des familles de discontinuités

Troisième cas : des joints traversent complètement la fenêtre d'observation (joints parallèles à un côté de la fenêtre)



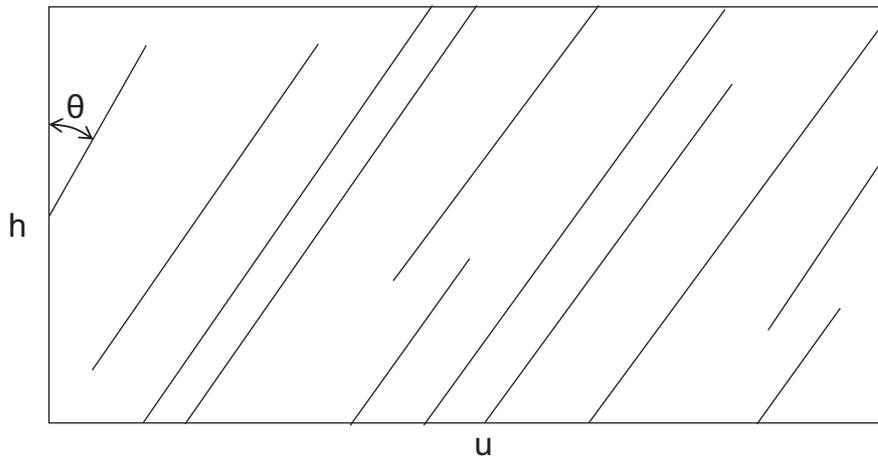
$$L_m = h (2n_2 + n_1) / (2n_0 + n_1)$$

avec n_2 : nombre de joints ayant 2 extrémités cachées. n_1 : 1 seule extrémité cachée. n_0 : aucune.

28

Extension des familles de discontinuités

Troisième cas : des joints traversent complètement la fenêtre d'observation
(joints inclinés de θ sur la hauteur de la fenêtre)



$$L_m = \frac{hu(2n_2 + n_1)}{(2n_0 + n_1)(h \sin \theta + u \cos \theta)}$$

n_0 : nombre de joints dont les deux extrémités sont visibles

n_1 : nombre de joints dont une extrémité est visible

n_2 : nombre de joints dont aucune extrémité n'est visible

29

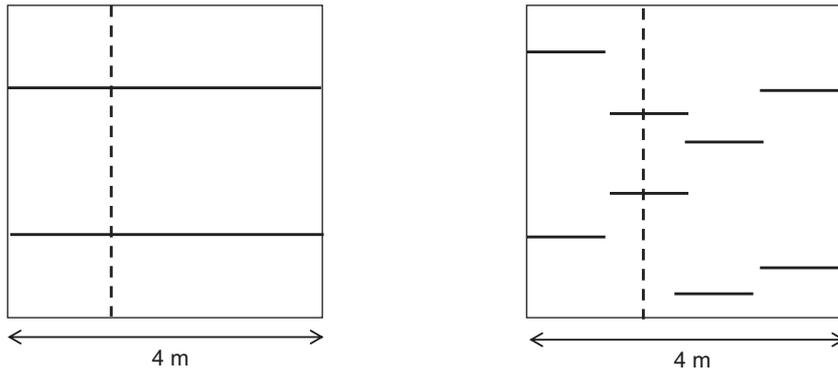
Pour mesurer les longueurs sur photo, il est nécessaire de redresser la perspective (rendre les lignes de fuite parallèles), comme dans l'exemple ci-dessous.

Sans mise à l'échelle, il suffit de définir les lignes verticales et horizontales.

Avec mise à l'échelle, il faut donner les coordonnées de plusieurs points caractéristiques de l'image (QGIS).



Fréquence et extension d'une famille de joints



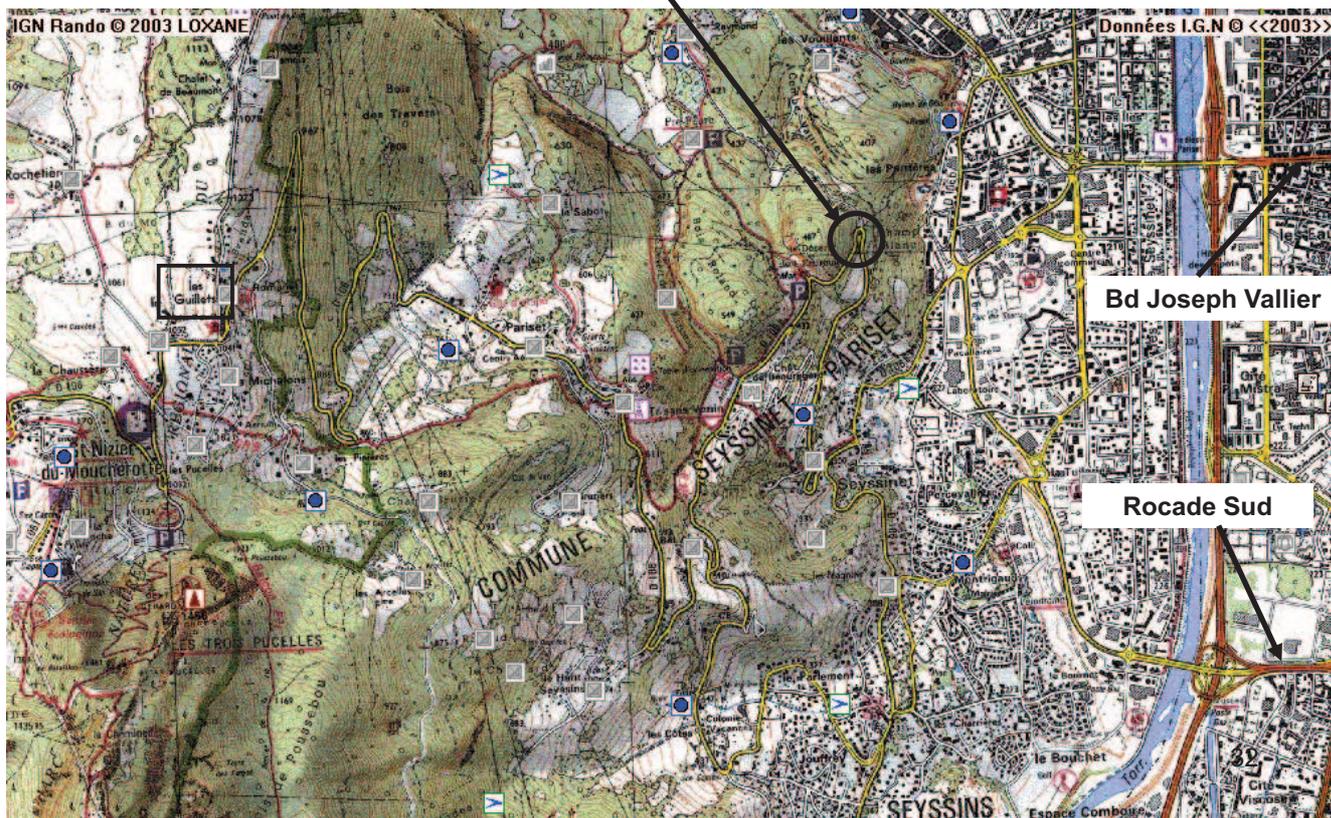
Dans les deux cas, la fréquence moyenne est de $0,5 \text{ m}^{-1}$, mais les extensions moyennes sont différentes: 4 m et 1 m.

Remarque : pour la stabilité d'un massif, c'est le premier cas qui est généralement le plus défavorable ; les familles présentant les plus grandes extensions sont donc les plus importantes.

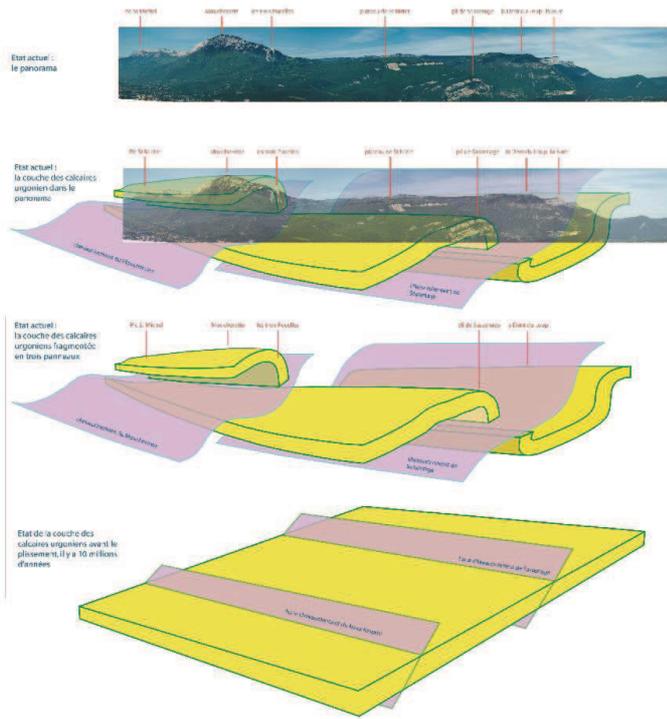
31

TP DESCRIPTION STRUCTURALE DES MASSIFS ROCHEUX

LIEU DE RENDEZ-VOUS



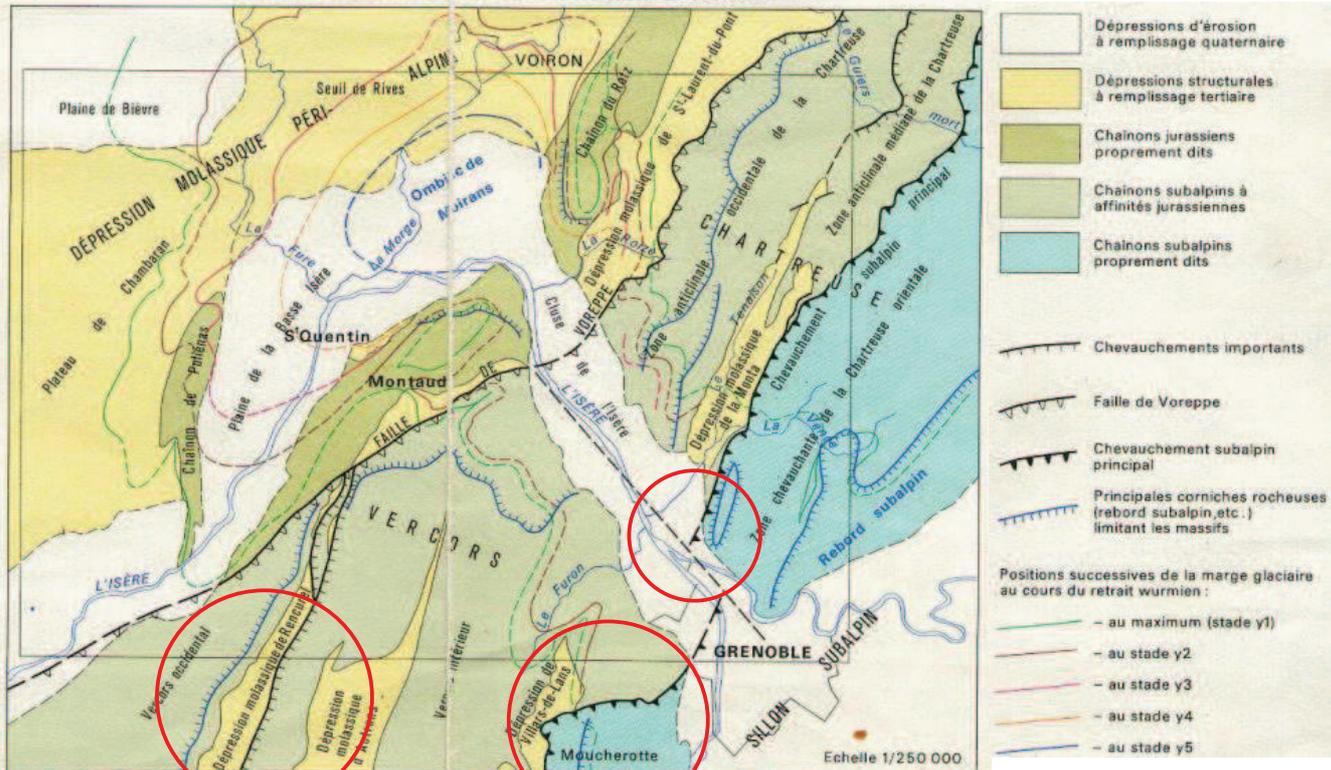
Le Massif du Vercors : vue panoramique de la Géologie



<http://sentier-geologique.obs.ujf-grenoble.fr>

33

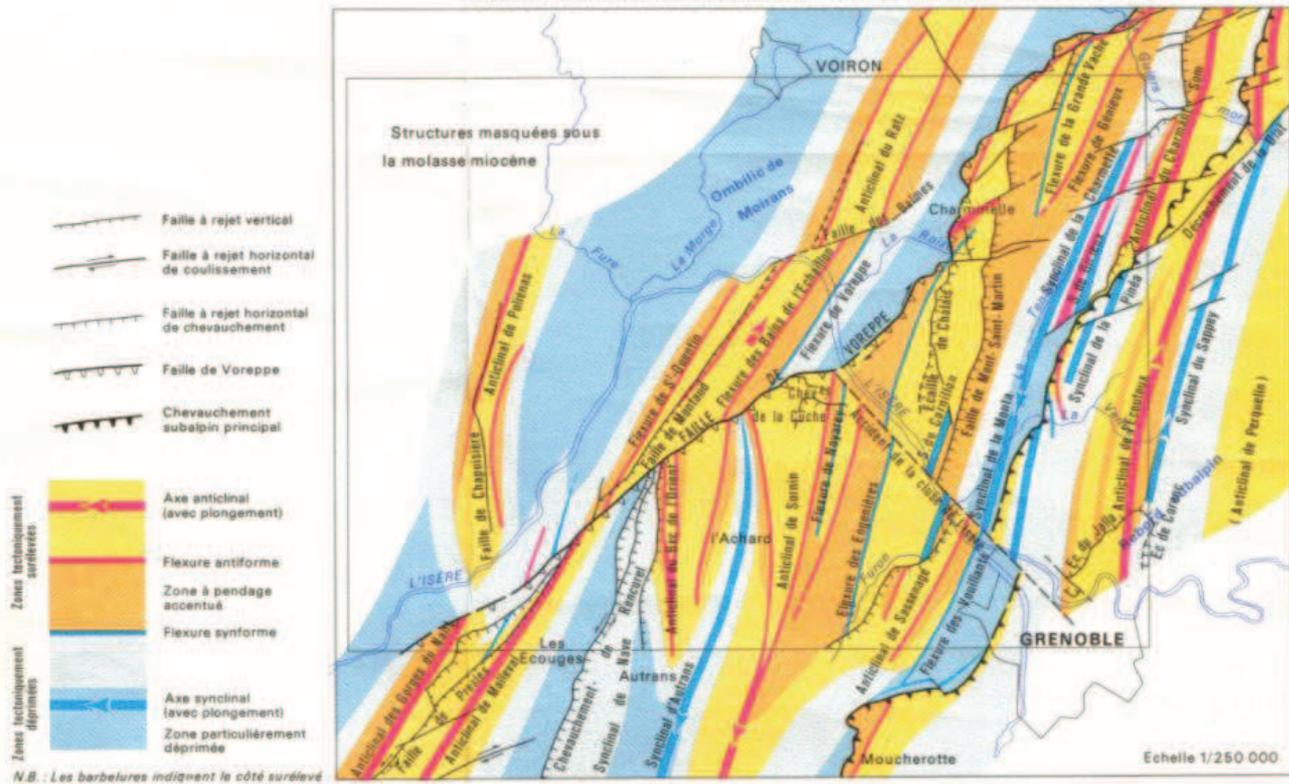
SCHEMA DES RÉGIONS NATURELLES STRUCTURALES



Extrait de la carte géologique de la France à 1/50 000, BRGM

34

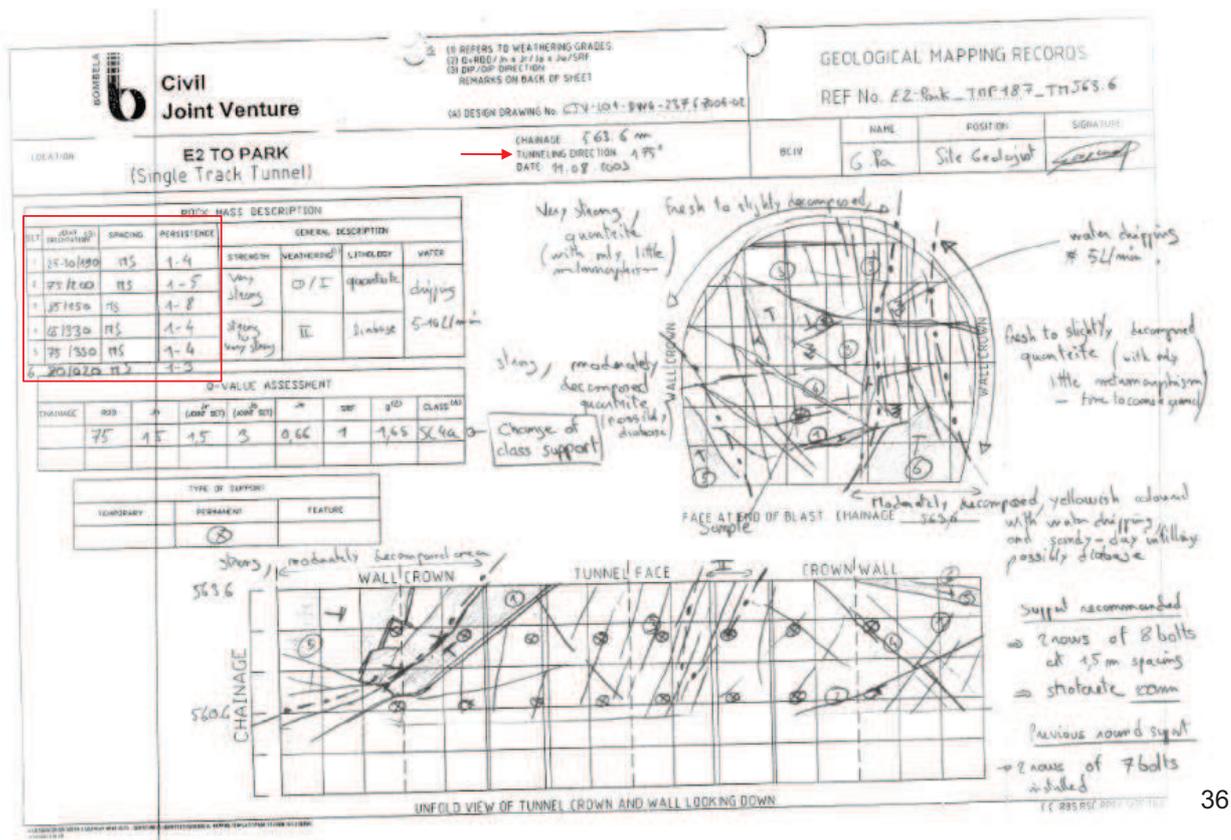
SCHÉMA STRUCTURAL DÉTAILLÉ ET NOMENCLATURE DES ACCIDENTS



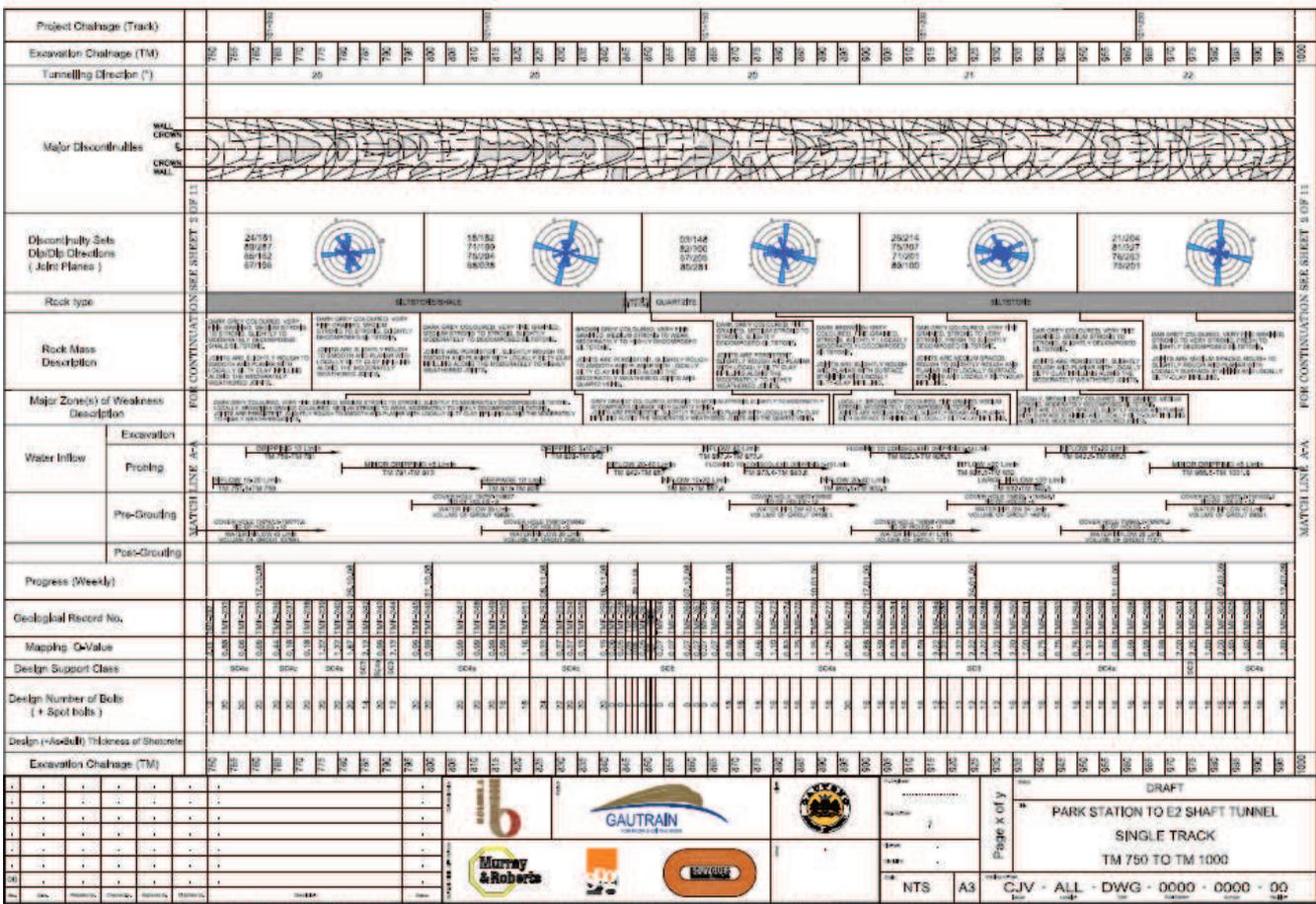
35

Extrait de la carte géologique de la France à 1/50 000, BRGM

Exemple de relevé de fracturation au front d'un tunnel (TGV Tshwane – Johannesburg)



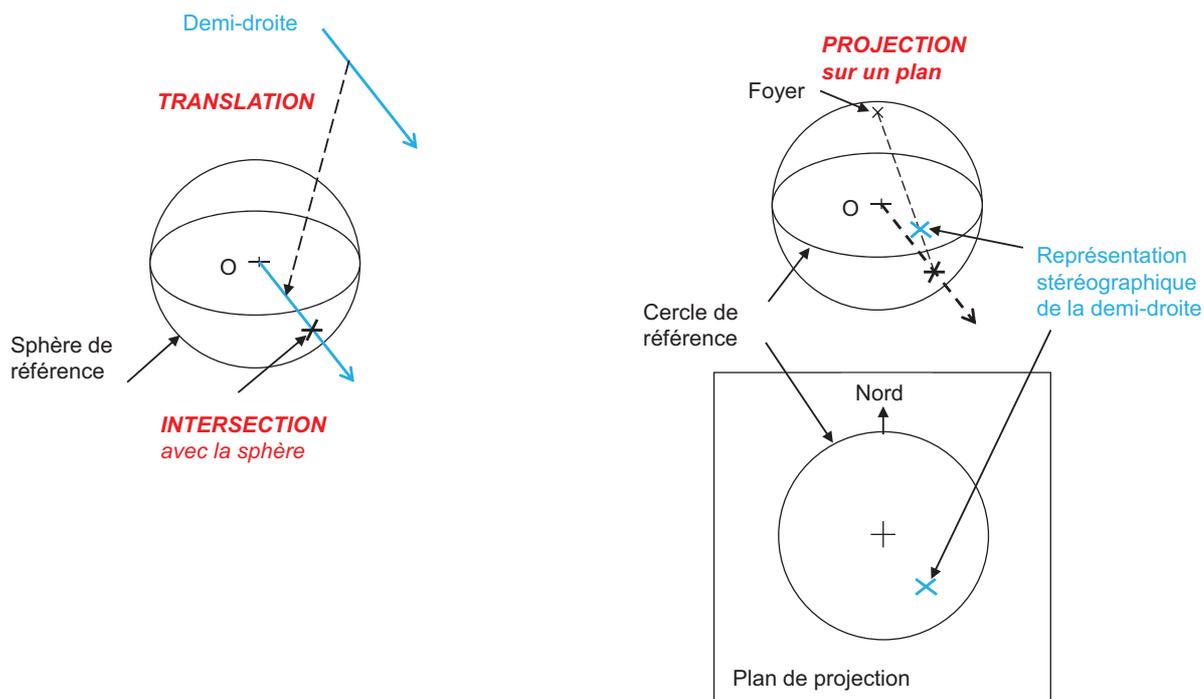
36



TP DESCRIPTION D'UN MASSIF ROCHEUX								
Mesures effectuées par:								
Numero	Nature	Etendue (m) ²	Ouverture (mm)	Remplissage	JRC	Azimat	Pencage	Dir. Pencage
1								
2								
3								
4								
5								
6								
7								
8								
9								
10								
11								
12								
13								
14								
15								
16								
17								
18								
19								
20								
21								
Orientation du plan d'observation								
Dimensions de la fenêtre d'observation								
* noter > si une extrémité est visible, >> si aucune n'est visible.								

REPRESENTATION STEREOGRAPHIQUE

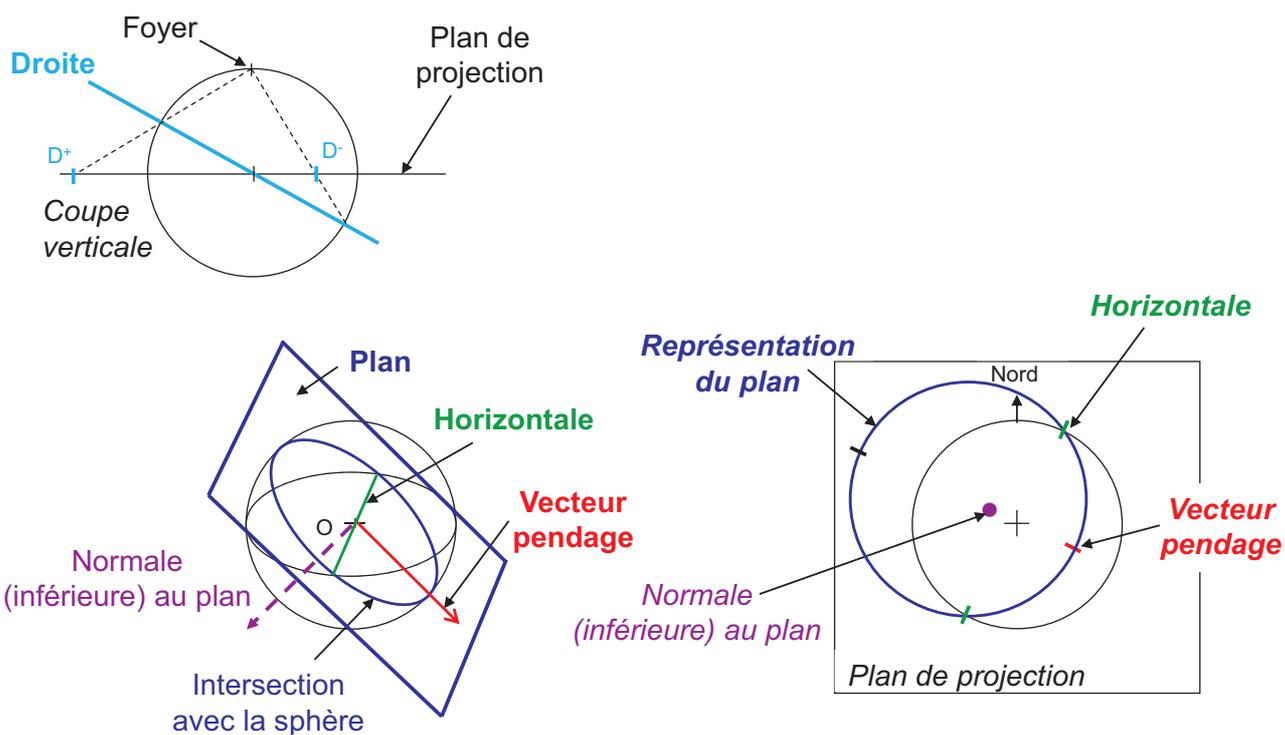
Représentation d'une demi-droite



39

REPRESENTATION STEREOGRAPHIQUE

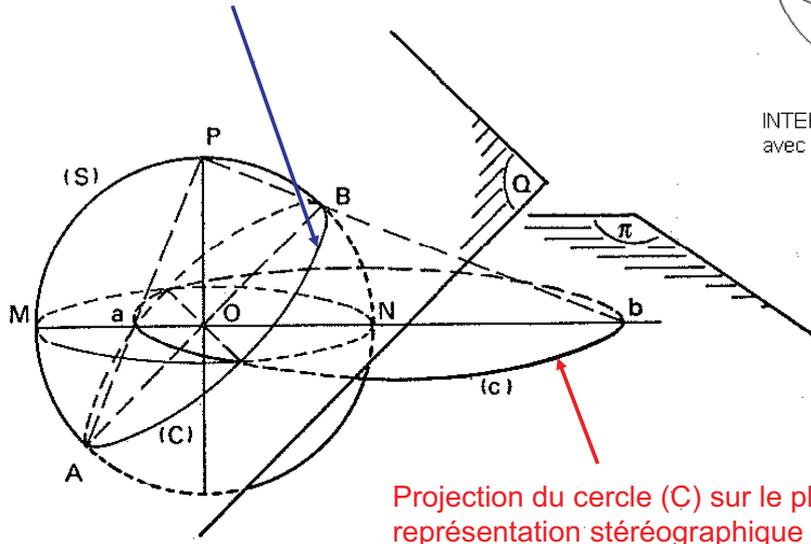
Représentation d'une droite et d'un plan



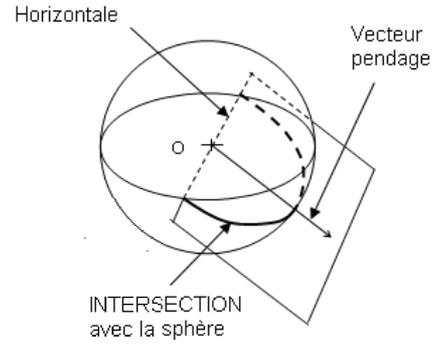
40

REPRESENTATION STEREOGRAPHIQUE D'UN PLAN

Intersection du plan Q avec la sphère de référence = cercle (C)



Projection du cercle (C) sur le plan (π) = représentation stéréographique du plan (Q)

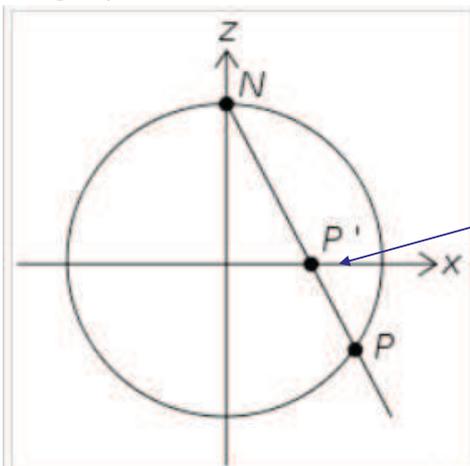


41

REPRESENTATION D'UN PLAN

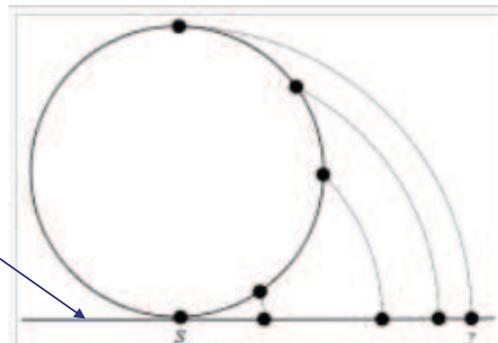
Deux projections sont utilisées

Projection stéréographique
(conforme, de Wulff ou "equal-angle")



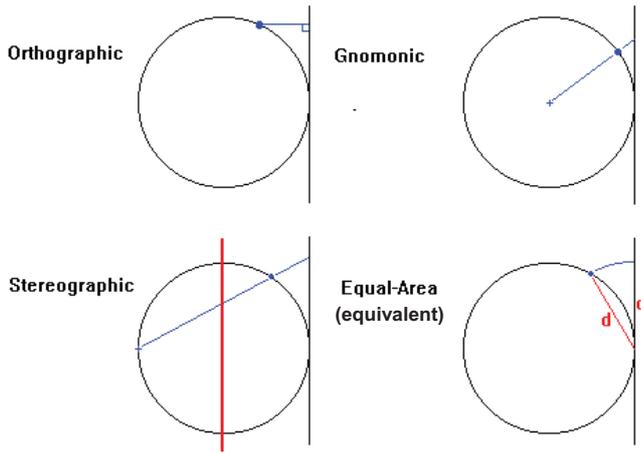
Stereographic projection of the unit sphere from the north pole onto the plane $z = 0$, shown here in cross section

Projection équivalente (de Schmidt ou "equal-area")



A cross sectional view of the sphere and a plane tangent to it at S. Each point on the sphere (except the antipode) is projected to the plane along a circular arc centered at the point of tangency between the sphere and plane.

Autres systèmes de projection d'une sphère sur un plan (d'après Steve Dutch)

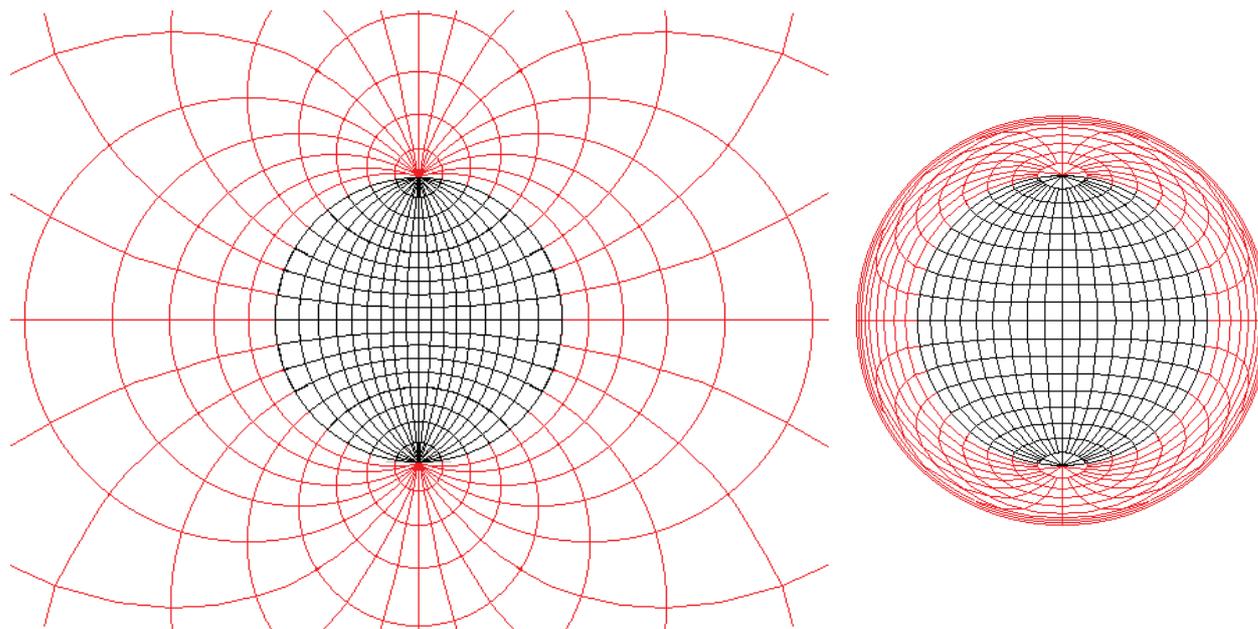


Projection	How Projected	Advantages	Drawbacks	Uses
Orthographic	From sphere perpendicular to plane	True visual view; all circles plot as ellipses or straight lines.	Great distortion near edges	Mostly in structural geology for drawing block diagrams
Gnomonic	From center of sphere	Great circles always plot as straight lines	Extreme radial distortion, cannot plot even one hemisphere	Mineralogy
Stereographic	From point opposite point of tangency	All circles on sphere plot as circles on plane	Radial distortion	Most widely used projection in mineralogy and structural geology
Equal Area (equivalent)	Draw arc from point on sphere to plane	Area conserved, moderate distortion	Curves are complex	Structural geology , for statistical analysis of spatial data

Systèmes de projection utilisés en cartographie (pour information)

	PROJECTIONS CONIQUES	PROJECTIONS CYLINDRIQUES	PROJECTIONS AZIMUTHALES
Plan de projection	Le plan de projection est un cône enveloppant la sphère 	Le plan de projection est un cylindre enveloppant la sphère 	Le plan de projection est un plan tangent
Position	Position normale 	Position normale Position transversale Ex: UTM	Position normale Position transversale Position oblique
Projection équiangulaire <small>Conservation des angles</small>	 Projection de Lambert La carte au 1:100 000 (Inst. Géographique National) est établie selon le système de projection de Lambert	La Loxodromie est une courbe coupant tous les méridiens sous un même angle. Les cartes marines en projection de Mercator permettent la représentation rectiligne de la Loxodromie. La carte du Monde au 1:10 000 000 (Institut Géographique National) est établie selon la projection de Mercator Projection de Mercator --- Loxodromie: trajet à cap constant --- Orthodromie: le plus court chemin	N-C Projection stéréographique La carte des Régions Arctiques à l'échelle moyenne de 1 : 3 099 000 (I.G.N.) est établie en projection stéréographique polaire
Projection équivalente <small>Conservation des rapports des surfaces</small>	 Projection conique équivalente La Carte de France au 1:200 000 (Institut Géographique National) est établie selon le système de projection conique équivalente de Bonne	 Projection cylindrique de Lambert	 Projection azimutale de Lambert ex. page 178, oblique; ex. page 184, transversale
Projection équidistante <small>Conservation des longueurs</small>	 Projection conique équidistante Équidistance sur les méridiens et le parallèle tangent (ex. pages 78-79)	 Projection quadratique Équidistance sur les méridiens et le parallèle tangent	 Projection équidistante Dans la position normale, équidistance sur les méridiens

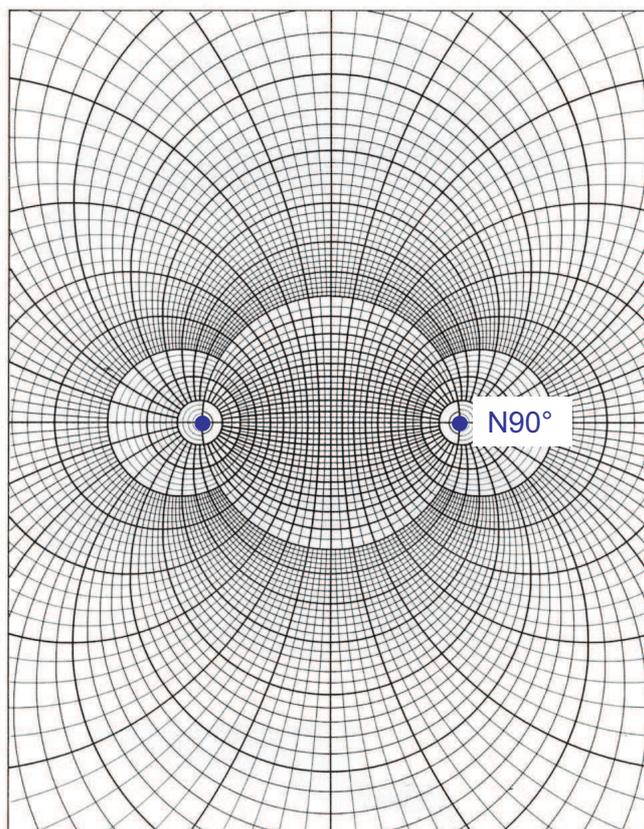
Canevas de Wulff (projection stéréographique) et de Schmidt (projection équivalente) d'après Steve Dutch



REPRESENTATION STEREOGRAPHIQUE D'UN PLAN

Canevas de Wulff complet

*Les grands cercles (qui évoquent les méridiens d'un globe terrestre) représentent des plans ayant tous le même azimut (ici **N90°**), mais des pendages différents.*



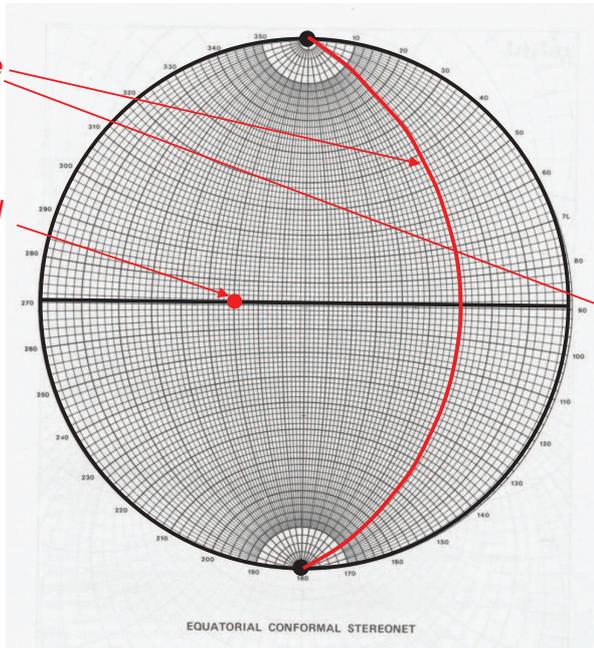
REPRESENTATION STEREOGRAPHIQUE D'UN PLAN

Représentation partielle d'un plan et de son vecteur normal

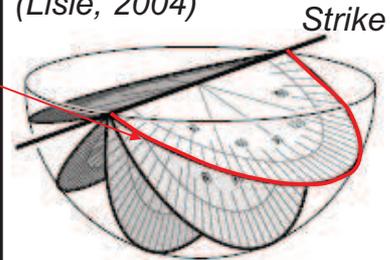
Seuls les demi-plans inférieurs (et les normales inférieures) sont représentés

Plan de pendage
30° Est

Vecteur normal
à ce plan



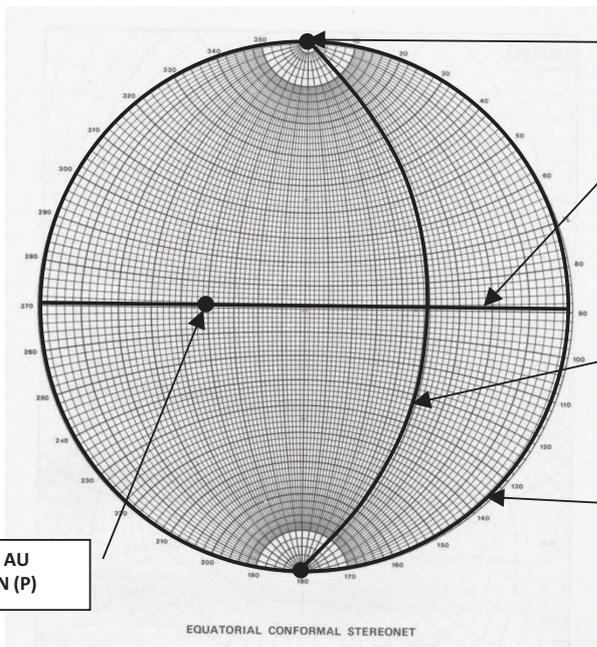
Protractor's method to
visualize a plan
(Lisle, 2004)



Use a pen to visualize
the normal vector

47

REPRESENTATION STEREOGRAPHIQUE D'UN PLAN ET DE SA NORMALE



AXE DU CANEVAS (horizontale commune aux
demi-plans représentés)

PLAN VERTICAL DES VECTEUR-PENDAGE ET DES
NORMALES aux demi-plans représentés
(rapporteur vertical pour mesurer les pendages)

DEMI-PLAN INCLINE (P)
(rapporteur incliné pour mesurer des angles
sur un plan incliné)

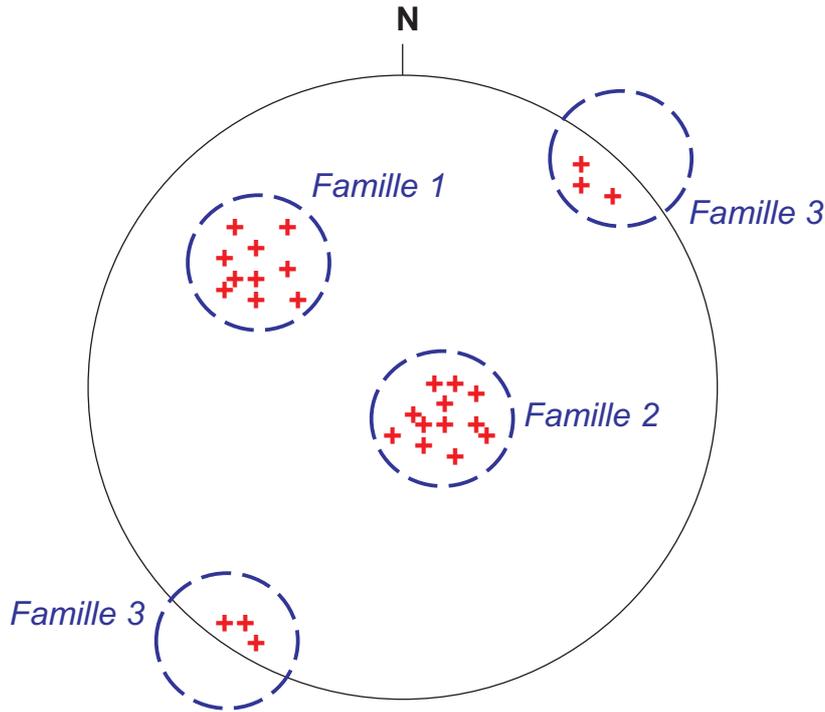
PLAN HORIZONTAL
(rapporteur horizontal pour mesurer
les azimuts)

NORMALE AU
DEMI-PLAN (P)

48

Représentation de plusieurs plans par leurs normales inférieures

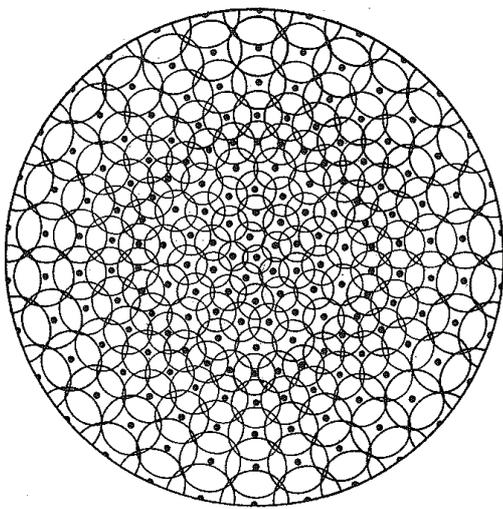
Identification de famille de discontinuités



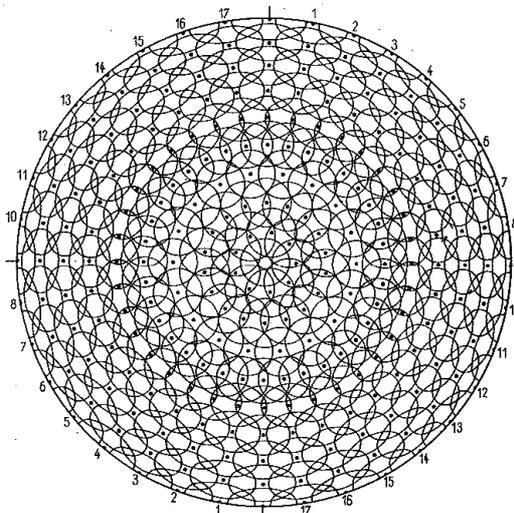
49

Détermination de la densité de normales

Les cercles (ou les ellipses) représentent des **cônes** d'angle solide égal à 1% du demi-espace inférieur (1% de 2π stéradians)
Ils permettent de déterminer le nombre de normales situées dans ces cônes



Projection stéréographique (Wulff)



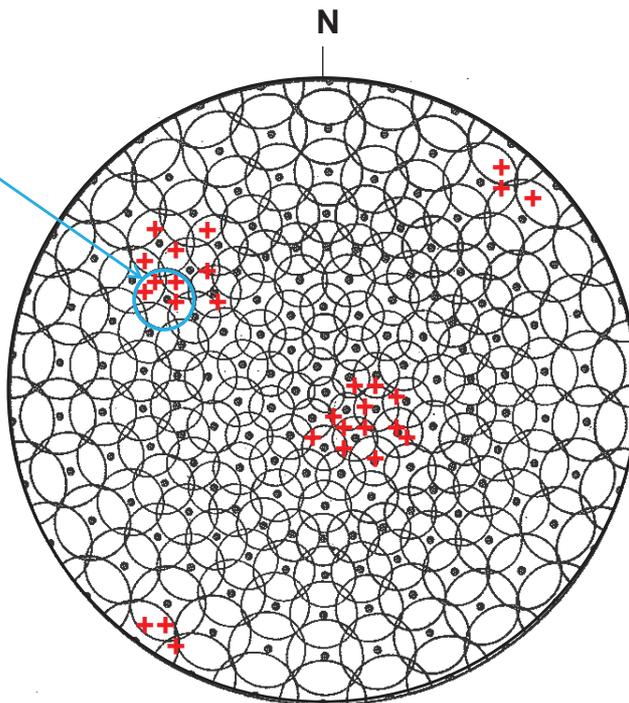
Projection équivalente (Schmidt)

50

Détermination de la densité de normales
(nombre de normales par "unité" d'angle solide)

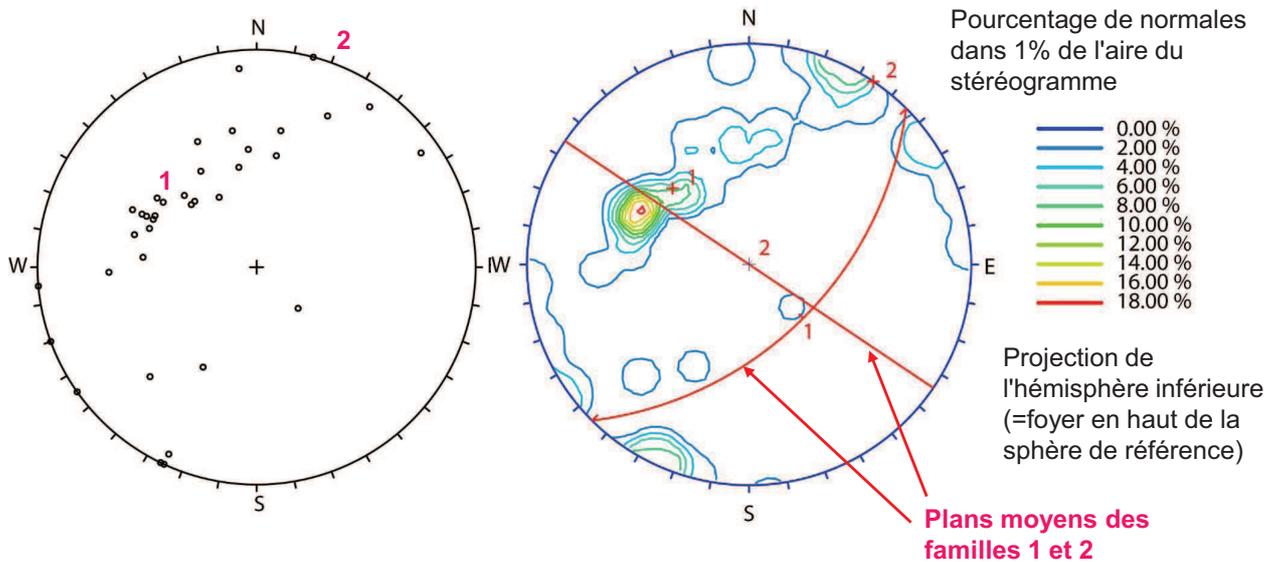
Exemple : 4 normales (sur 28)
 dans 1% de l'angle solide total

Densité relative
 $4/28 = 14\%$ des normales
 dans 1% de l'angle solide total



51

Détermination de la densité de normales
Courbes iso-densité





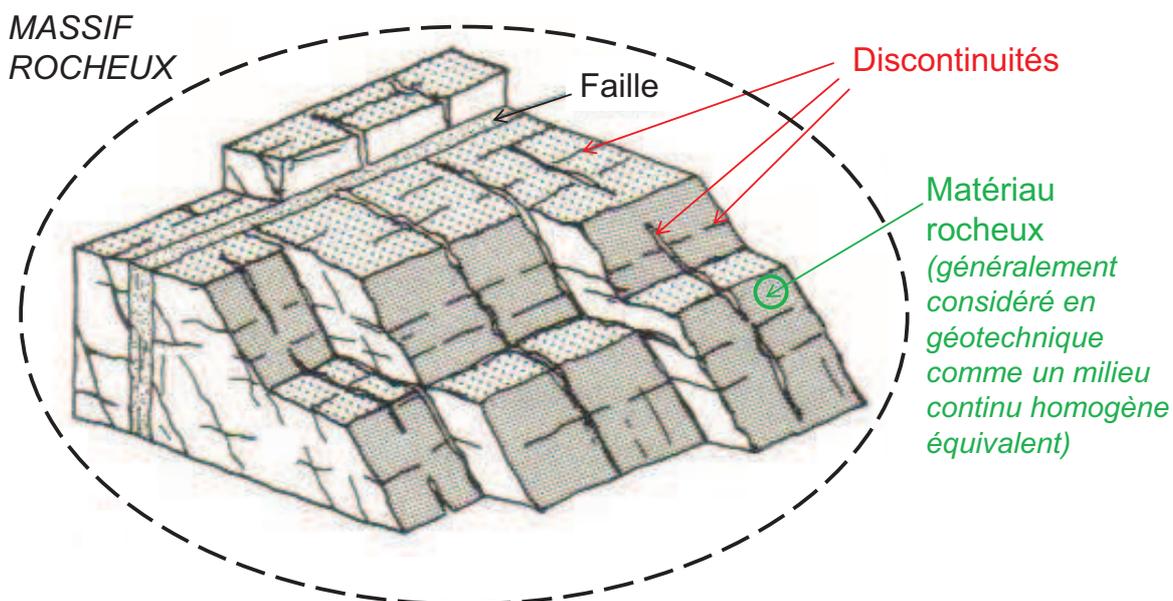
DIAPPOSITIVES ILLUSTRANT LE COURS DE
MECANIQUE DES ROCHES

Partie 2
**DESCRIPTION ET PROPRIÉTÉS
PHYSIQUES DU MATÉRIAU ROCHEUX**

D. HANTZ
2015

53

Description et propriétés physiques du matériau rocheux



54

Description et propriétés physiques du matériau rocheux

Selon l'Eurocode 7, la description et la **dénomination** doivent être conformes à la norme EN ISO 14689-1

Tableau A.1. Aide à la dénomination des roches pour les projets géotechniques

MODE DE FORMATION	MAGMATIQUE				SÉDIMENTAIRE			MÉTAMORPHIQUE	MODE DE FORMATION		
	PYROCLASTIQUE*	MAGMATIQUE			SÉDIMENTAIRE CLASTIQUE					CHIMIQUE/ORGANIQUE	
Structure habituelle	MASSIVE				STRATIFIÉE				FEUILLETÉE	MASSIVE	Structure habituelle
Composition	Au moins 50 % des grains sont d'origine magmatique	Quartz, feldspaths, micas, minéraux noirs	Feldspaths, minéraux noirs	Minéraux noirs	Grains de roche, quartz, feldspaths et minéraux argileux	Au moins 50 % des grains sont du carbonate	Sels carbonates, silice, carbonate	Quartz, feldspaths, micas, minéraux noirs	Quartz, feldspaths, micas, minéraux noirs, carbonates	Composition	
		Acide	Intermédiaire	Basique							Très basique
Dimension prédominante des grains (mm)	Très grossière	PEGMATITE				Les grains sont des fragments rocheux			BRECHE TECTONIQUE	Très grossière	
	Grossière	GABBRO				Grains ronds CONGLOMERAT Grains anguleux BRECHE				MIGMATITE	Grossière
	Moyenne	GRANITE	DIORITE		Les grains sont essentiellement des fragments minéraux	CALCAIRE (indifférencié)	Roches salines HALITE ANHYDRITE GYPSE	GNEISS	CORNÉENNE	2	
	0.063	TUF		DOLERITE	GRÈS			CALCAIRENITE	Roches calcaires	SCHISTE	QUARTZITE
	0.002	Fin	RHYOLITE	ANDESITE	BASALTE	AGRILOUX ou lutaceo	Pelite SCHISTE ARGILEUX: Argilite fossilifère	CALCAIRE DOLOMITE	PHYLLITE	ARDOISE	0.063
	0.002	Très fine				Argileux ou lutaceo	GRÈS FIN: 50 % de particules fines	MARNE	MYLONITE		0.002
	Très fine				Argileux ou lutaceo	ARGILITE: 50 % de particules très fines	CRAIE CALCILUTITE			Très fine	
Vitreuse Amorphe	VERRES VOLCANIQUES								Roches siliceuses CHERT SILEX Roches carbonées LIGNITE CHARBON	Vitreuse Amorphe	

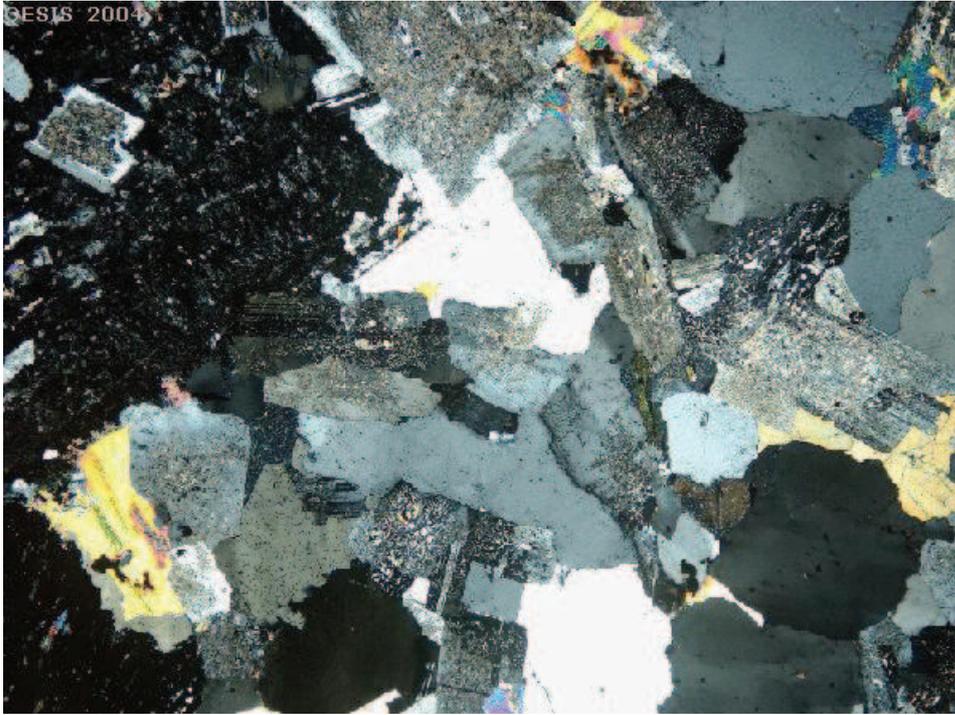
* Les roches pyroclastiques sont souvent classées comme roches sédimentaires.

LE MATERIAU ROCHEUX : UN MILIEU HETEROGENE



Granite gris du Sidobre (poli). Blancs : **feldspaths** (microcline 12% et plagioclases 39%) ; gris : **quartz** 39% ; noir : **biotite** 10%. Bon exemple de structure holocristalline (= *entièrement cristalline*). Ce granite est en réalité une granodiorite intrusive.

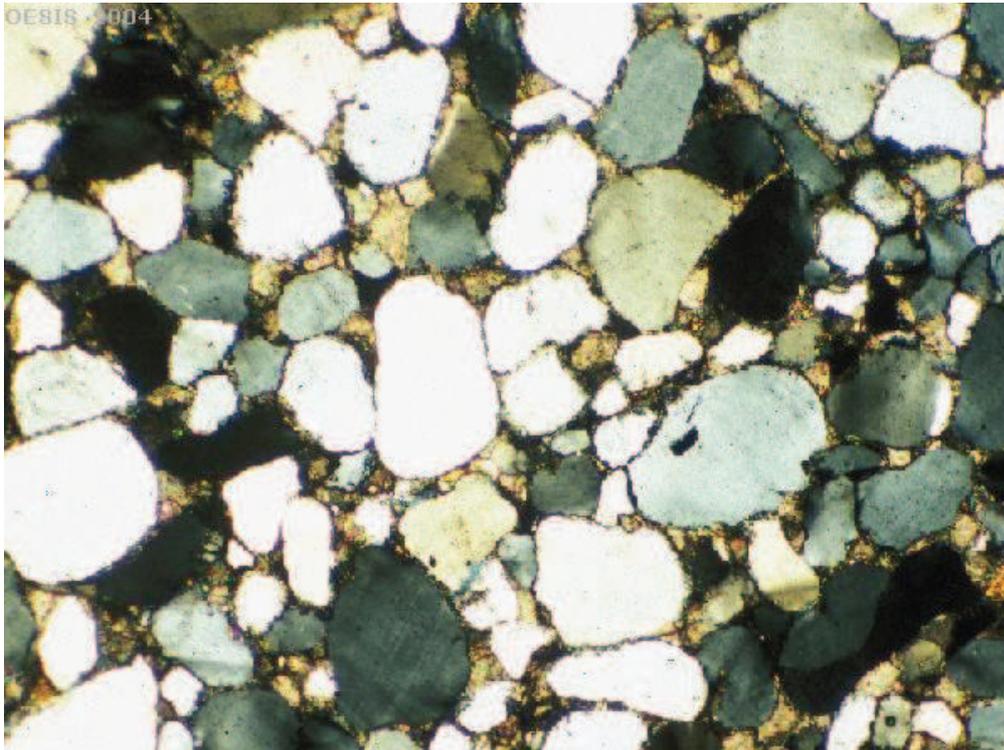
LE MATERIAU ROCHEUX : UN MILIEU HETEROGENE



Granite. Looking at granite between crossed polarisers makes it easier to distinguish the individual crystals. The rock is made up of interlocking rectangular **feldspars** and irregular clear **quartz**, all in shades of dark grey through to white. The crystals showing yellow colours are **mica (muscovite)** and **tourmaline**. Field of view 8 mm, polarising filters.

57

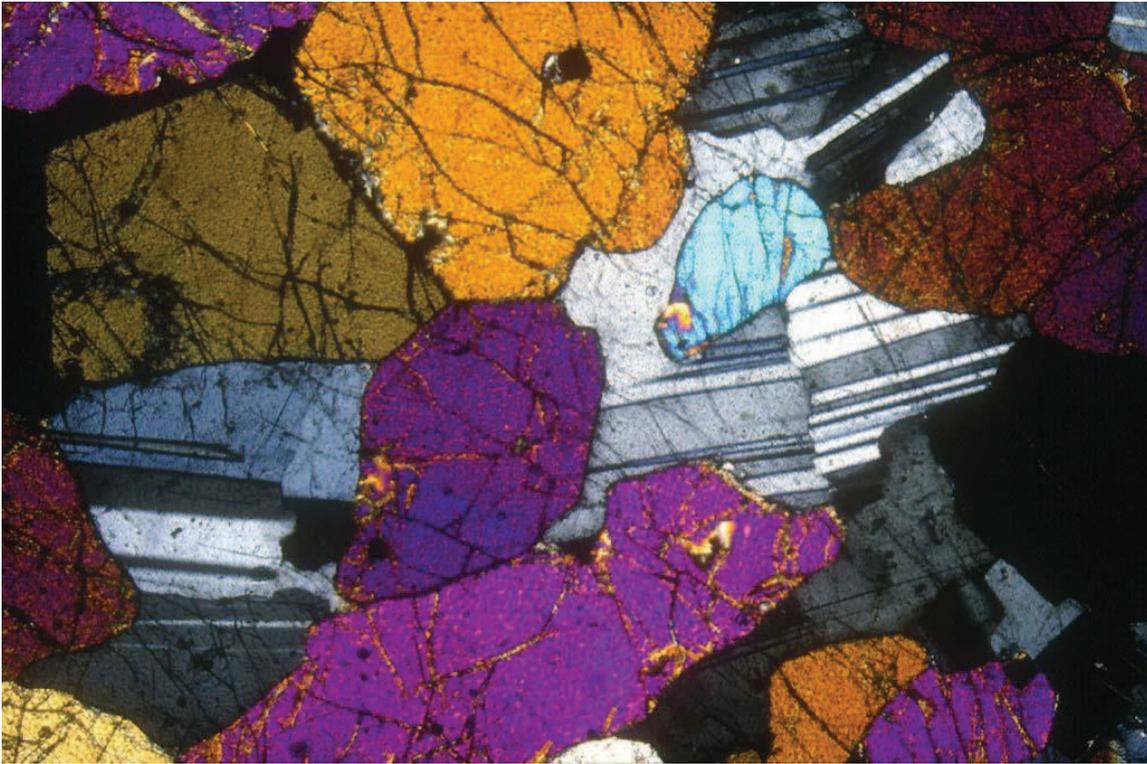
LE MATERIAU ROCHEUX : UN MILIEU HETEROGENE



This **sandstone** is made of quite well rounded grains of **quartz**, cemented together by **calcium carbonate**. Cambrian, NW Scotland. Field of view 3.5 mm, polarising filters.

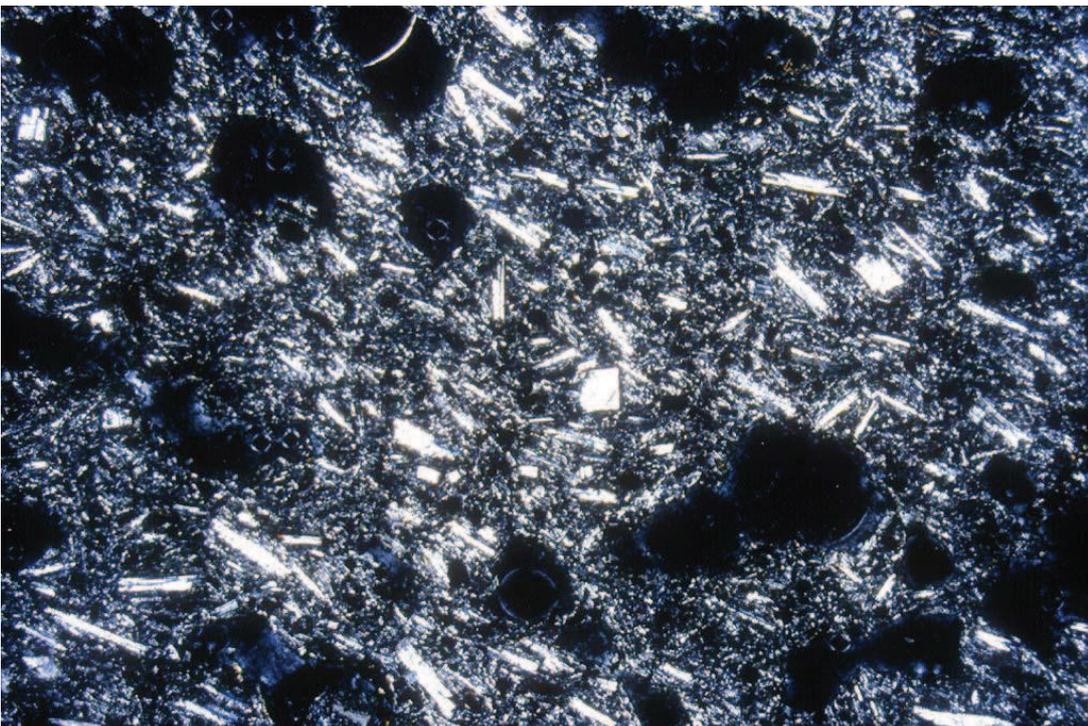
58

LE MATERIAU ROCHEUX : UN MILIEU HETEROGENE



Gabbro : on voit bien les **pyroxènes** aux teintes vives (**fissurés**) et les **plagioclases** en pyjama rayé. 59

LE MATERIAU ROCHEUX : UN MILIEU DISCONTINU



Andésite : texture microlitique (= avec *petits cristaux invisibles à l'œil nu*) avec quelques phénocristaux de plagioclases. Les taches noires correspondent à des **bulles (pores)**.

LE MATERIAU ROCHEUX : UN MILIEU DISCONTINU



Grès des Vosges. Vue au microscope électronique (photothèque IFP)

61

MATERIAU ROCHEUX ANISOTROPE



Gneiss du Velay. Orthogneiss provenant du métamorphisme de granites monzonitiques porphyroïdes (528 Ma, Cambrien supérieur). Ils constituent le toit du granite du Velay. Ce sont des gneiss oeilés, **foliés** à porphyroclastes de feldspath potassique, quartz, biotite, plagioclases, feldspath potassique, sillimanite. Les porphyroclastes sont des phénocristaux magmatiques hérités du granite. De la muscovite tardive apparaît sur les feldspaths potassiques.

62

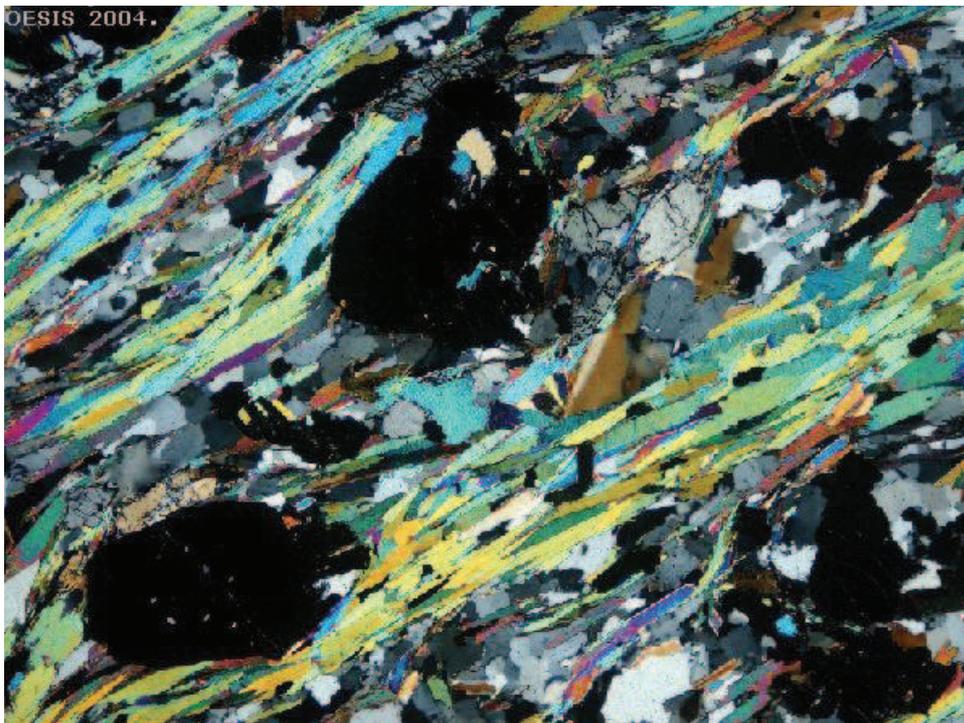
MATERIAU ROCHEUX ANISOTROPE



Amphibolite. This rock was originally a basic magmatic rock (basalt or dolerite). When metamorphosed, the heating and compression changed the original minerals to **hornblende** (green) and **feldspar** (colourless), and gave the rock a **banding** of minerals. Field of view 2 mm.

63

MATERIAU ROCHEUX ANISOTROPE

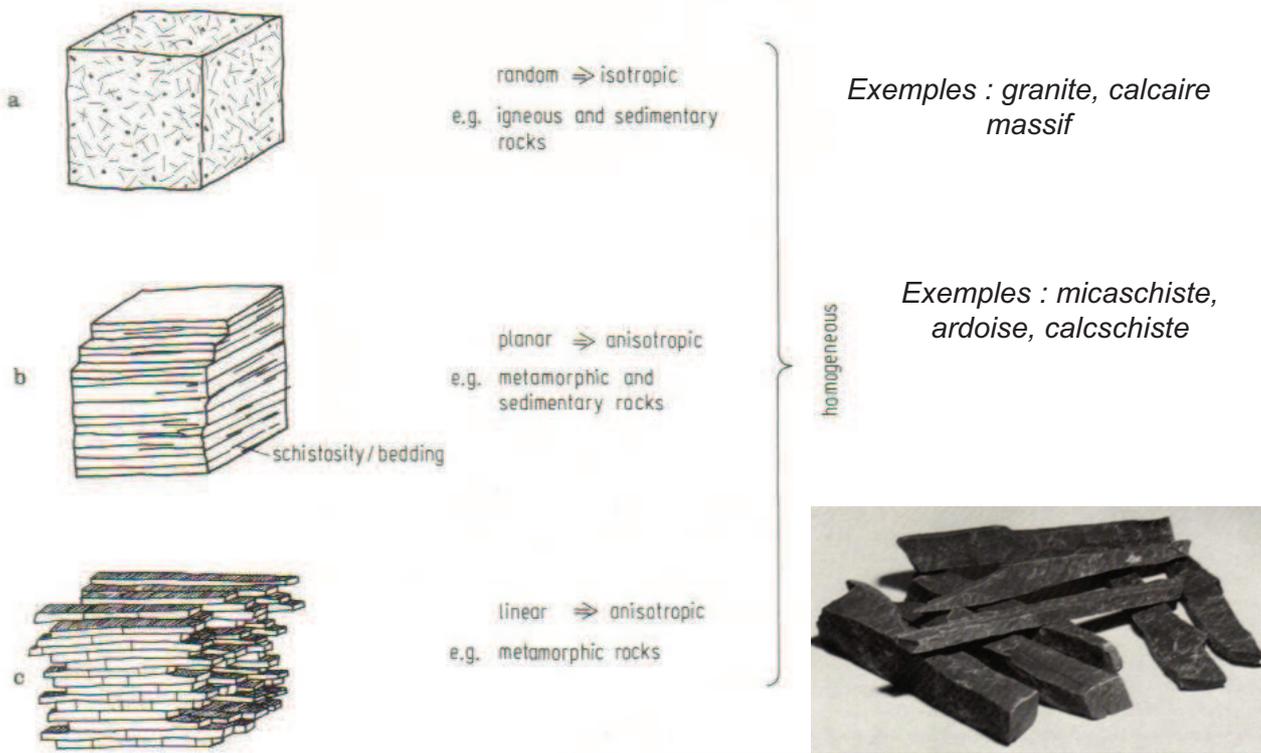


Schist (garnet mica schist). In this schist, viewed between crossed polarisers, the parallel **mica flakes** show up in bright colours, and large rounded garnet crystals appear black. Field of view 6 mm, polarising filters.

64

MODELES STRUCTURAUX DU MATERIAU ROCHEUX

(Wittke, 1990)



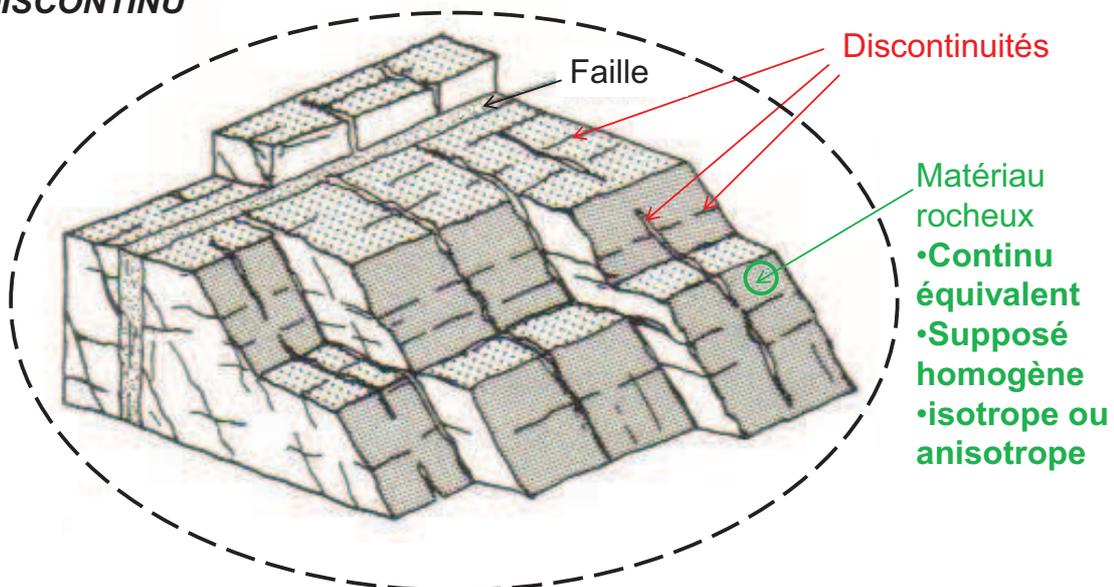
65

MODÈLES STRUCTURAUX DE MASSIFS ROCHEUX

A DEUX ECHELLES (MATERIAU ET MASSIF)

(Wittke, 1990)

MASSIF ROCHEUX
DISCONTINU



66

MODÈLES STRUCTURAUX DE MASSIFS ROCHEUX A DEUX ECHELLES (MATERIAU ET MASSIF)

(Wittke, 1990)

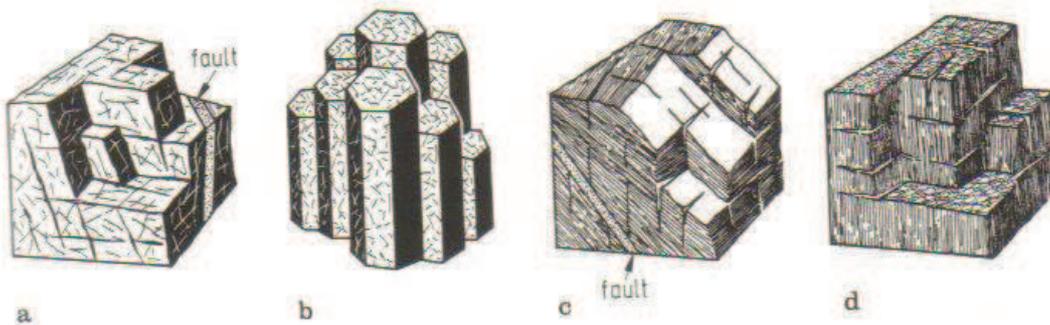


Fig. 2.37. Structural models of rock: a) random grain fabric,* general three-dimensional system of discontinuities; b) random grain fabric, linear system of discontinuities; c) planar grain fabric, general three-dimensional system of discontinuities; d) linear grain fabric, general three-dimensional system of discontinuities.

*Grain fabric = structure du matériau rocheux

67

MASSE VOLUMIQUE DU MATERIAU ROCHEUX

Minéral	Masse volumique (g/cm ³)	Roche	Masse volumique (g/cm ³)
Quartz	2,65	Granite	2,6-2,7
Orthose	2,5-2,6	Grès	2,2-2,8
Plagioclase	2,6-2,8	Sable	1,6
Muscovite	2,7-3,0	Ardoise	2,7-2,8
Biotite	2,8-3,1	Argilite	2,2-2,6
Chlorite, illite	2,6-3,0	Argile	1,3-1,7
Olivine, pyroxène	3,2-3,6	Basalte	2,8-3,0
Calcite	2,7	Marbre	2,65-2,75
Dolomite	2,8-3,1	Calcaire	2,3-2,7
Halite	2,1-2,6	Craie	1,7-2,1
Gypse	2,3-2,4	Béton	2,2
Eau	1	Charbon	1,1-1,4
Air	0,001	Terre végétale	1,25

68

POROSITE DU MATERIAU ROCHEUX

Porosité = Volume des vides / Volume total $n = \frac{V_v}{V_t}$

Le volume des vides V_v peut être mesuré directement ou déduit du volume solide V_s :

$$n = \frac{V_t - V_s}{V_t}$$

- Calcul du **volume total** par mesure des dimensions ou par la poussée d'Archimède dans le mercure (qui ne mouille pas la roche)
- Mesure du **volume des vides** par saturation sous vide, puis pesée (donne la **porosité connectée**)
ou
- Mesure du **volume solide** au pycnomètre, après broyage (permet d'obtenir la **porosité totale**)

Deux types de porosité :

- Porosité de **pores** (n_p)
- Porosité de **fissures** (n_f)

69

POROSITE DU MATERIAU ROCHEUX

Porosité de quelques roches typiques

Roche	Origine	Porosité (%)
<i>Craie (Crétacé)</i>	<i>Angleterre</i>	<i>30</i>
<i>Grès (Trias)</i>	<i>Vosges</i>	<i>20</i>
<i>Calcaire (Urgonien)</i>	<i>Vercors</i>	<i>0,6</i>
<i>Granite</i>	<i>Bretagne</i>	<i>0,5</i>

70

VITESSE DES ONDES P

$$\text{Indice de continuité (\%)} : IC = 100 \frac{V_P}{V_P^*}$$

V_P : vitesse mesurée dans l'échantillon
(entre 2 céramiques piézoélectriques)

$$V_P = \frac{L}{t}$$

L : longueur de l'échantillon
 t : temps de parcours

$$V_P^* : \text{vitesse calculée} \quad \frac{1}{V_P^*} = \sum_i \frac{C_i}{V_{Pi}}$$

C_i : concentration volumique en minéral i

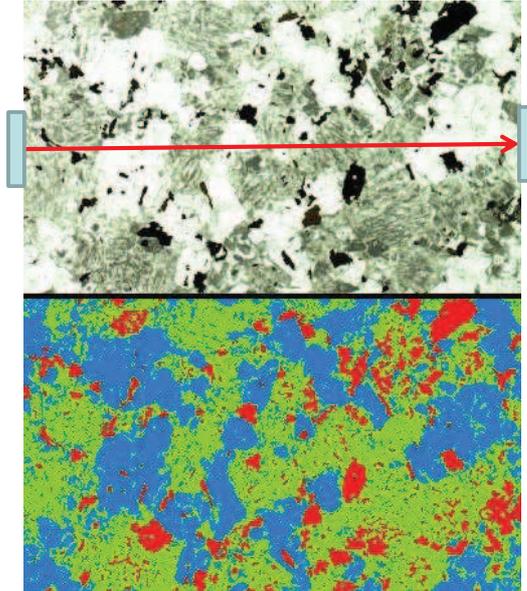
V_{Pi} : vitesse dans le minéral i

Exemple d'un granite

Feldspaths (vert) : $C = 0,44$; $V = 5680$ m/s

Quartz (bleu) : $C = 0,41$; $V = 6050$ m/s

Mica noir (rouge) : $C = 0,15$; $V = 5360$ m/s



71

VITESSE DES ONDES P

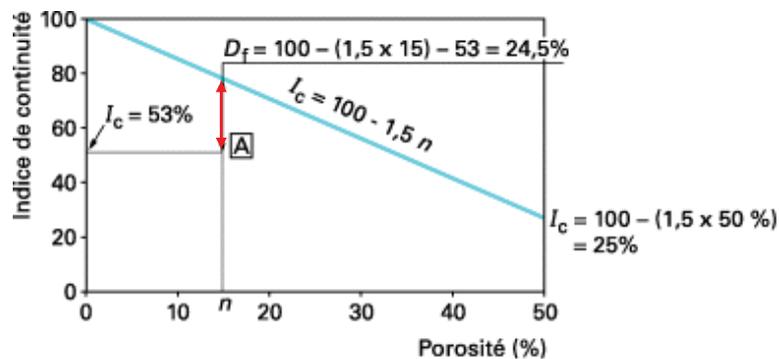
$$IC = 100 - A n_p - B n_f$$

• $A \ll B$ (l'influence des fissures est plus importante)

• En général $n_f \ll n_p$ ($n \approx n_p$)

S'il n'y a pas de fissures : $IC = 100 - 1,5 n = IC_p$

S'il y en a : $IC < IC_p$



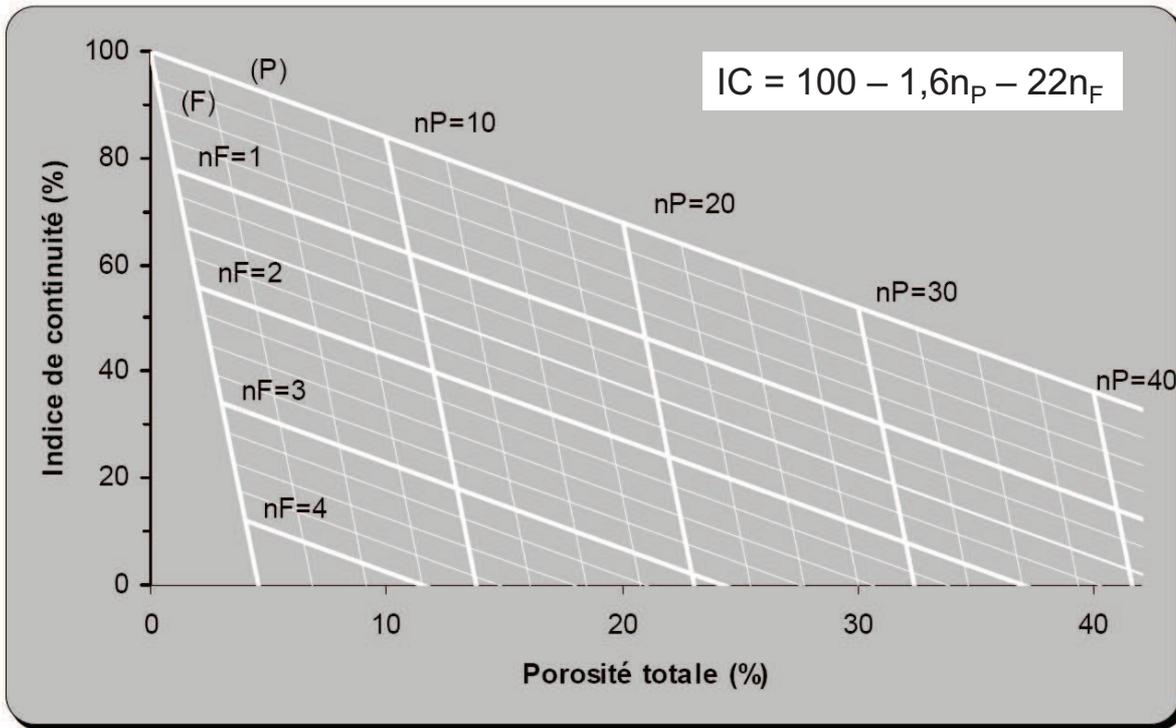
D_f : degré de fissuration

Sur ce diagramme, on a représenté la droite d'équation $100 - 1,5 n$ des milieux purement poreux (non fissurés), et le point A représentatif d'une roche de porosité $n = 15\%$ et d'indice de continuité 53% avec mise en évidence du **degré de fissuration** :

$$D_f = 100 - 1,5 n - I_c \quad (n \text{ exprimé en pour-cent})$$

72

VITESSE DES ONDES P



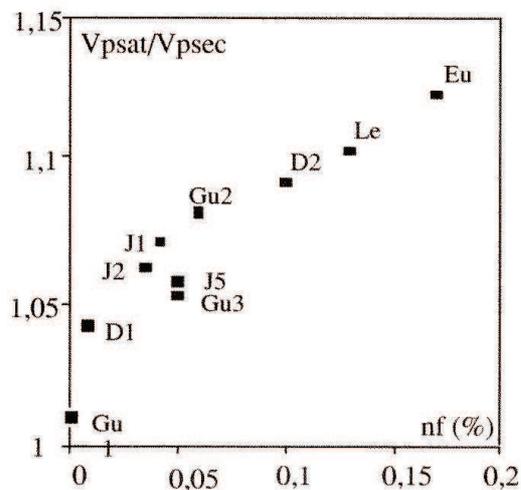
Evaluation des porosités liées aux pores (n_P) et aux fissures (n_F) à partir de l'indice de continuité (IC) et de la porosité totale (n) (d'après Tourenq et al., 1971)

73

VITESSE DES ONDES P

On peut aussi estimer la porosité de fissures en comparant les vitesses mesurées sur des échantillons secs et saturés (la vitesse est plus grande pour des échantillons saturés).
La différence est beaucoup plus importante s'il y a des fissures que s'il y a des pores.

Influence de la porosité de fissures (n_f) sur le rapport des vitesses des ondes P à l'état saturé (V_{psat}) et à l'état sec (V_{psec}) pour différents calcaires (CFMR, 2000)



74

VITESSE DES ONDES P

Matériau	Masse volumique (g/cm ³)	Vitesse (m/s)
Quartz	2,65	6 050
Olivine	3,2-3,6	8 770
Amphibole	2,9-3,2	6 800
Orthose	2,5-2,6	5 680
Plagioclase	2,6-2,8	6 220
Muscovite	2,7-3	5 880
Biotite	2,8-3,1	5 360
Calcite	2,7	6 320
Dolomite	2,8-3,1	7 900
Halite	2,1-2,6	4 320
Gypse	2,3-2,4	5 200
Eau	1	1 500
Air	0,001	330

75

PERMEABILITE DU MATERIAU ROCHEUX

Loi de Darcy pour un écoulement d'eau à 20°C (1856)

$$\frac{Q}{S} = k \frac{\Delta h}{\Delta x}$$

Q : débit volumique

S : section transversale à l'écoulement

h : charge hydraulique ($h = z + p/\gamma_w$)

x : direction de l'écoulement

k : conductivité hydraulique (m/s) ou coefficient de perméabilité de Darcy

Forme générale de la loi de Darcy

$$\frac{Q}{S} = \frac{K}{\mu} \frac{\Delta p}{\Delta x}$$

p : pression

K : perméabilité (intrinsèque) du matériau (m²)

μ : viscosité du fluide (Pa.s)

Pour l'eau à 20°C, $\mu = 10^{-3}$ Pa.s

76

CONDUCTIVITE HYDRAULIQUE DU MATERIAU ROCHEUX

Roche	k (m/s)	
	Laboratoire	Terrain
Grès	$3 \cdot 10^{-5}$ à $8 \cdot 10^{-10}$	10^{-5} à $3 \cdot 10^{-10}$
Argilite	10^{-11} à $5 \cdot 10^{-15}$	10^{-10} à 10^{-13}
Calcaire, dolomite	10^{-7} à 10^{-15}	10^{-5} à 10^{-9}
Basalte	10^{-14}	10^{-4} à 10^{-9}
Granite	10^{-9} à 10^{-13}	10^{-6} à 10^{-11}

77

PROPRIETES THERMIQUES DU MATERIAU ROCHEUX

Conductivité thermique - Loi de Fourier (1822)

La densité de flux de chaleur est proportionnelle au gradient de température

$$\frac{\Delta Q}{S \Delta t} = \lambda \frac{\Delta T}{\Delta x}$$

x : direction perpendiculaire à la surface isotherme S

ΔQ : quantité de chaleur traversant la surface S pendant le temps Δt

T : température

λ : conductivité thermique (W/mK)

(1 à 4 W/mK pour la plupart des roches,

0,1 à 1 W/mK pour les roches très poreuses,

0,05 W/mK pour le polystyrène)

Dilatation thermique

$$1D : \frac{\Delta L}{L} = \alpha \Delta T$$

$$3D : \varepsilon_{ij} = \alpha \Delta T \delta_{ij}$$

- α : coefficient de dilatation thermique linéaire (K^{-1})

($5 \cdot 10^{-6}$ à $25 \cdot 10^{-6} K^{-1}$ pour la plupart des roches, $9 \cdot 10^{-5} K^{-1}$ pour la glace)

- $\alpha_v = 3\alpha$ est le coefficient de dilatation thermique volumique

78