

Matériaux pour la Géologie de la Suisse

GÉOPHYSIQUE

Nr. 28

Publiés par la commission Suisse de Géophysique
Organe de la Société Helvétique des Sciences Naturelles,
subventionnée par la confédération

**PROPRIETES PHYSIQUES DE ROCHES
DES ALPES SUISSES ET LEUR UTILISATION
A L'ANALYSE DE LA REFLECTIVITE
DE LA CROUTE ALPINE**

Souad SELLAMI



1994

Adresse de l'auteur:

Institut für Geophysik
ETH-Hönggerberg
CH-8093 Zurich

Préface de l'éditeur

La présente publication intitulée "Propriétés de roches des Alpes suisses et leur utilisation à l'analyse de la réflectivité de la croûte alpine" est la 28ième de la série des matériaux pour la géologie de la Suisse, partie géophysique.

Cette publication présente in-extenso le travail de thèse de Madame Souad Sellami, effectuée au laboratoire de pétrophysique de l'Université de Genève, sous la direction du professeur J.-J. Wagner.

Ce travail décrit les méthodes utilisées pour la détermination des vitesses sismiques et leur anisotropies ainsi que les masses volumiques de diverses roches des Alpes suisses, pour des pressions allant jusqu'à 400 MPa. Les résultats sont analysés en fonction des lithologies et discutés dans le contexte des profils alpins de sismique réflexion (PNR 20). Le travail présenté par Madame Sellami est impressionnant par la qualité des résultats.

La Commission Suisse de Géophysique remercie très vivement l'auteur pour cette intéressante contribution à la recherche géophysique.

L'Académie Suisse des Sciences Naturelles a supporté entièrement les coûts d'impression de cette publication; qu'elle veuille bien accepter ici l'expression de notre gratitude.

Zurich, Décembre 1994

Au nom de la Commission Suisse
de Géophysique

Le président:

A handwritten signature in dark ink, reading "E. Klingelé". The signature is written in a cursive style with a horizontal line underneath the name.

Prof. Emile Klingelé

Table des matières

Table des matières	i
Liste des tableaux	iv
Liste des figures	v
Résumé	1
Abstract	2
Avant-propos	3
I Introduction	5
Première partie:	9
II Méthodologie expérimentale	11
II.1 Introduction aux mesures de vitesses	11
II.1.1 Rappel théorique	11
II.1.2 Techniques de mesures en laboratoire	11
II.2 Echantillonnage et préparation des échantillons	12
II.2.1 Echantillonnage sur le terrain	12
II.2.2 Préparation des carottes	12
II.3 Dispositif expérimental	13
II.3.1 Mesure des masses volumiques	14
II.3.2 Mesure des vitesses sismiques	15
II.3.3 Dispositif de pression	18
II.4 Précision des mesures	18
II.4.1 Erreur sur la masse volumique	18
II.4.2 Erreur sur la mesure de vitesse	19
II.4.3 Erreur sur l'estimation de la pression	20
II.4.4 Variation de la longueur et de la masse volumique de l'échantillon en fonction de la pression	20
III Paramètres influençant les vitesses sismiques	23
III.1 Introduction	23
III.2 Porosité et présence de fluides	23
III.3 Pression	25
III.4 Variation de la vitesse avec la température	29
III.5 Conclusion	31
IV Analyse des données	33
IV.1 Introduction	33
IV.1.1 Description de l'échantillonnage	33
IV.1.2 Propriétés générales	34
IV.1.3 Comparaison des masses volumiques brutes et de matrice	39
IV.2 Masses volumiques en fonction des lithologies	40
IV.2.1 Le socle cristallin (A)	42
IV.2.2 Roches méta-sédimentaires (B)	44
IV.2.3 Les roches basiques et ultrabasiques (C)	45
IV.2.4 Conclusions	46

IV.3 Vitesses en fonction des lithologies.....	48
IV.3.1 Introduction.....	48
IV.3.2 Le socle cristallin (A).....	48
IV.3.3 Roches méta-sédimentaires (B)	50
IV.3.4 Les roches basiques et ultrabasiques (C)	51
IV.3.5 Conclusion	52
IV.4 Anisotropies de vitesse en fonction des lithologies.....	54
IV.4.1 Introduction.....	54
IV.4.2 Le socle cristallin (A).....	58
IV.4.3 Roches méta-sédimentaires (B)	60
IV.4.4 Les roches basiques et ultrabasiques (C)	62
IV.4.5 Discussion et conclusion.....	64
V Relations mathématiques entre vitesse et pressions	67
V.1 Introduction.....	67
V.1.1 Observations.....	67
V.2 Discussion et comparaison avec les travaux antérieurs	70
V.3 Ajustement (“fit”) mathématique.....	70
V.3.1 Signification des coefficients	71
V.3.2 Méthode de calcul des coefficients	71
V.3.3 Résultats	73
V.4 Remarques et conclusions.....	74
VI Vitesses in situ / “in calculo” versus “in labo”	77
VI.1 Autres méthodes de détermination des vitesses.....	77
VI.2 Comparaison des conditions de contraintes in situ et en laboratoire.....	79
VI.2.1 Relation pression/profondeur in situ et état des contraintes	79
VI.2.2 Observation de l'anisotropie in situ.....	82
VI.2.3 Quelques études comparatives des différentes méthodes	82
VI.3 Conclusion: Applicabilité des vitesses de laboratoire in situ	83
VII Récapitulation des propriétés physiques	85
VII.1 Relations vitesse/profondeur	85
VII.2 Relations vitesse/masse volumique en fonction des différentes lithologies.....	85
VII.2.1 Influence des températures	88
Deuxième partie:	91
VIII Contexte des profils sismiques	93
VIII.1 Introduction géologique	93
VIII.2 Acquisition des profils alpins et cas particulier de la sismique profonde.....	94
VIII.3 Analyse de la réflectivité.....	96
VIII.3.1 Problèmes de résolutions sismiques.....	96
VIII.3.2 Impédances acoustiques et coefficient de réflexion.....	97
VIII.3.3 Angle d'incidence et influence des pendages.....	98
VIII.3.4 Analyse des profils sismiques PNR20 Est et Ouest	99
IX Profil PNR20/Est	101
IX.1 Introduction géologique et description des échantillons	101
IX.2 Impédances acoustiques.....	104

IX.3 Réflecteurs	107
IX.4 Discussion	111
X Profil PNR20-W2,W3,W4	117
X.1 Introduction géologique et description des échantillons	117
X.2 Impédances acoustiques	122
X.3 Réflecteurs	122
X.4 Discussion	126
XI Profil PNR20-W1	129
XI.1 Introduction géologique et description des échantillons	129
XI.2 Impédances acoustiques	132
XI.3 Réflecteurs	136
XI.3.1 Présentation des section stratigraphiques (coupes)	138
XI.3.2 Etude de la coupe “Ardèche”	139
XI.3.3 Etude de la coupe “Arbignon”	143
XI.4 Discussion	146
XII Conclusion	149
Bibliographie	153

Liste des tableaux

Tableau 4.1. Description de la lithologie, de la texture en lame mince avec indication de la composition minéralogique et du faciès métamorphique des échantillons étudiés..	35-37
Tableau 4.2 - Masses volumiques et vitesses des principaux minéraux.....	38
TABLEAU 4.3 - Masses volumiques des gneiss en fonction de la teneur croissante en quartz et feldspath.	42
Tableau 4.4 - Masses volumiques moyennes pour les différentes lithologies.....	47
Tableau 4.5 - Vitesses moyennes à 400 MPa, pour chaque lithologie avec les vitesses extrêmes, en considérant les trois directions.....	53
Tableau 8.1 - Paramètres d'acquisition des profils du PNR20.....	95
TABLEAU 8.2 - Pouvoir de résolution vertical établi en fonction des paramètres du PNR20	96
TABLEAU 8.3 - Pouvoir de résolution horizontal établi en fonction des paramètres du PNR20.....	96
TABLEAU 8.4 - coefficients de réflexion à incidence normale pour différents écarts d'impédance acoustique.....	98
TABLEAU 9.1. Liste des propriétés physiques des échantillons du Profil Est avec indication des unités géologiques auxquelles ils appartiennent.....	106
TABLEAU 9.2 - Coefficients de réflexion (à incidence normale) de chaque contact possible à l'aplomb du profil sismique PNR20-Est, déterminé à différentes pressions.....	107
TABLEAU 10.1. Liste des propriétés physiques des échantillons des Profils W2-W3-W4 avec indication des unités géologiques auxquelles ils appartiennent.	121
Tableau 11.1. Liste des propriétés physiques des échantillons du Profil W1 avec indication des unités géologiques auxquelles ils appartiennent.....	133
TABLEAU 11.2 - Coefficients de réflexion à incidence normale des contacts possibles à l'aplomb du profil sismique PNR20-W1, pour une pression de 300MPa. des vitesses V_m (vitesse moyenne) et V_1 (direction 1, //Z).....	136
TABLEAU 11.3. Formations de la coupe Ardèche avec leurs cotes, ainsi que les vitesses et masses volumiques attribuées.....	140
TABLEAU 11.4. Formations de la coupe Arbignon avec leurs cotes, ainsi que les vitesses et masses volumiques attribuées.....	142

Liste des figures

Figure 2.1 - Schéma et photographie indiquant les trois directions des carottes.....	13
Figure 2.2 - Dispositif de mesure des échantillons de roches.....	14
Figure 2.3 - Coupe du montage de l'échantillon sur la tête de mesure de vitesse.....	16
Figure 2.4 - Signal acoustique reçu sur l'oscilloscope à la pression atmosphérique. Ttot est le temps entre l'émission et la réception de l'impulsion.....	17
Figure 3.1 - Relation entre la porosité (à température et pression ambiante) et la vitesse P (à 100 MPa) d'une série de roches carbonatées (Anselmetti, communication personnelle).....	24
Figure 3.2 - Influence de la saturation en eau sur la relation vitesse/pression (d'après Bourbié et al., 1986).....	26
Figure 3.3 - Influence de la porosité de microfissure sur le taux d'augmentation de vitesse avec la pression pour différentes roches (d'après Bourbié et al., 1986).....	27
Figure 3.4 - Evolution de la vitesse-P de roches argileuses selon la pression (a: échantillon hm10 et b: d'après Bourbié et al., 1986).....	28
Figure 3.5 - Effet de l'augmentation de température sur les vitesses-P à 600 MPa (d'après Kern, 1982). ..	29
Figure 3.6 - Effet d'une transition de phase, provoquée par l'augmentation de température (rapportée à une vitesse ambiante de 120°C), sur la vitesse-P à 500 MPa (d'après Burkhardt et al., 1982). ..	30
Figure 4.1 - Masses volumiques brutes des échantillons étudiés, en fonction des masses volumiques de matrice. Les lignes en pointillés représentent les valeurs d'iso-porosité.....	39
Figure 4.2 - Masses volumiques de matrices en fonction des différentes lithologies. A représente le socle, B les méta-sédiments, C les roches basiques.....	41
Figure 4.3 - Masses volumiques de matrices en fonction de la composition en quartz/feldspath des échantillons de gneiss.....	43
Figure 4.4 - Vitesses-P en fonction des différentes lithologies. A représente le socle, B les méta-sédiments, C les roches basiques. Les cercles pleins indiquent les valeurs moyennes, les carrés gris, les vitesses les plus basses (perpendiculaires à la foliation), les triangles blancs, les valeurs les plus hautes. Les flèches indiquent les échantillons mylonitiques.....	49
Figure 4.5 - Corrélation entre les masses volumiques et les vitesses-P de différentes serpentinites. Les échantillons représentés par des petits cercles proviennent de Christensen (1972).....	51
Figure 4.6 - Vitesses-P, mesurées dans les trois directions perpendiculaires (se rapporter à la Figure 2.1) en fonction de la pression. Ces courbes illustrent différents types d'anisotropie de vitesse: a) planaire (argilite ba3), b) triaxial (serpentinite st15), c) linéaire (amphibolite st5); voir la définition dans le texte.	55
Figure 4.7 - Foliation d'anisotropie de vitesse (Af) en fonction de la linéation d'anisotropie de vitesse (Al) des trois échantillons de la Figure 4.7 illustrant les différents types d'anisotropie de vitesse: planaire (argilite ba3), triaxial (serpentinite st15), linéaire (amphibolite st5). L'anisotropie de vitesse augmente avec la distance à l'origine	56
Figure 4.8 - Foliation d'anisotropie de vitesse (Af) en fonction de la linéation d'anisotropie de vitesse (Al): a) tous les échantillons; b) socle; c) méta-sédiments; d) roches basiques.	57
Figure 4.9 - Anisotropies de vitesses-P (à 400 MPa) en fonction des différentes lithologies. A représente le socle, B les méta-sédiments, C les roches basiques.....	59
Figure 4.10 - Photographies des lames minces illustrant différentes textures avec les courbes de vitesse et d'anisotropie associées: le grès hm1 est granulaire (pas d'anisotropie) et l'argilite ba3 schisteuse (anisotropie de foliation).....	61

Figure 4.11 - Photographie de la lame mince de la quartzite schisteuse ba13 (à noter les “Kinkbands”).	62
Figure 4.12 - Comparaison de l'anisotropie de vitesse (at, à 200 MPa) avec les graphes des directions des minéraux principaux (a et b) pour des amphibolites, (c) pour une serpentinite (Données tirées de Kern et Fakhimi, 1975).	63
Figure 5.1 - Vitesses P en fonction de la pression pour différentes lithologies: a) granite d4 , b) gneiss pf9 , c) grès arkosique ba5 , d) schiste noir st10 , e) calcaire micritique hm8 , f) dolomie pf15 .	68
Figure 5.2 - Simulation numérique $V(P) = a + bP - cP^2 - dP^3$ et influence de la variation des coefficients b, c et d sur la forme de la courbe.	72
Figure 5.3 - Taux d'augmentation de vitesse (valeurs calculées de $(V_{400} - V_0)/V_0$) en fonction des lithologies.	75
Figure 6.1 - Vitesses-P mesurées en laboratoire et anisotropies en fonction de la profondeur sur divers échantillons provenant de forages (d'après Vernik et Nur, 1992).	80
Figure 6.2 - Courbe expérimentale typique indiquant la variation de vitesse due à une erreur d'estimation de pression de 2 MPa	81
Figure 7.1 - Masses volumiques de matrice en fonction des vitesses (à 400 MPa) pour toutes les roches de notre échantillonnage. Les symboles en grisé représentent les roches du socle cristallin (A), en creux les méta-sédiments (B) et en noir les roches basiques (C).	86
Figure 7.2 - Masses volumiques de matrice en fonction des vitesses moyennes (à 400 MPa) pour toutes les roches de notre échantillonnage (cf. Figure 7.1). Avec superposition des valeurs d'impédance acoustique (en pointillés). L'espacement entre deux courbes est de 1.106 kg/m ² s.	86
Figure 7.3 - Masses volumiques de matrice en fonction des vitesses (à 400 MPa) perpendiculaires à la foliation (direction 1) pour toutes les roches de notre échantillonnage (cf. Figure 7.2).	87
Figure 7.4 - Masses volumiques de matrice en fonction des vitesses moyennes (à 400 MPa) pour toutes les roches de notre échantillonnage (cf. Figure 7.2). Les traits horizontaux correspondent à la diminution de la vitesse à une température de 400°C (voir texte). Les dolomies n'ont pas de valeurs.	89
Figure 8.1 - Carte géologique indiquant les tracés des profils sismiques réflexion PNR20 Est et Ouest	94
Figure 9.1 - Carte géologique indiquant le tracé du profil sismique PNR20-Est (en pointillés) et la localisation des lieux d'échantillonnage (cercles pleins) des échantillons “pf”.	102
Figure 9.2 - Coupe géologique à l'aplomb du profil sismique montrant la projection (étoilles) des échantillons en profondeur. Les numéros correspondent aux échantillons “pf”.	103
Figure 9.3 - Vitesse moyenne d'onde de compression (à 400 MPa) en fonction de la masse volumique de matrice des échantillons du PNR20-Est. Les impédances acoustiques sont représentées en pointillés. L'espacement entre ces courbes est de 1.106 kg/m ² s.	105
Figure 9.4 - Portion de la section sismique “Stack après DMO” du profil sismique PNR20-Est entre les points miroirs 2110 et 2380. La localisation de Burg est représentée sur les Figures 9.1 et 9.2. Les zones de réflexions A et B sont discutées dans le texte. La zone encadrée correspond à la Figure 9.6.	108
Figure 9.5 - Portion de la section sismique “Stack après DMO” du profil sismique PNR20-Est entre les points miroirs 1440 et 1770. La localisation de Thusis est représentée sur les Figures 9.1 et 9.2. Les zones de réflexions C à E sont discutées dans le texte. La zone encadrée correspond à la Figure 9.7.	110
Figure 9.6 - Fenêtre indiquée sur la Figure 9.4. Sections sismiques du profil sismique PNR20-Est. a) “Stack” migré sur toutes les traces et b) les traces proches (5661-6440); les zones de réflexions sont discutées dans le texte. c) Section géologique détaillée et valeurs des propriétés physiques des lithologies impliquées (modifiée d'après Pfiffner et al., 1991)	112
Figure 9.7 - Fenêtre indiquée sur la Figure 9.5. Sections sismiques du profil sismique PNR20-Est. a) “Stack” migré sur toutes les traces et b) les traces proches (981-1760); les zones de réflexions sont discutées dans le texte. c) Section géologique détaillée et valeurs des propriétés physiques des lithologies impliquées (modifiée d'après Pfiffner et al., 1991)	113

Figure 9.8 - Modèle (a) et sismogramme synthétique (b) du sud du profil PNR20-Est entre Cannova et Thuisis (d'après Litak et al., 1993). Les réflexions sont discutées dans le texte.	115
Figure 10.1 - Localisation des profils sismiques PNR20-W2,W3,W4 et des lieux d'échantillonnage (cercles pleins) des échantillons "st". A-B est la situation de la coupe géologique (voir Figure 10.2).	118
Figure 10.2 - Coupe géologique simplifiée (d'après Escher et al., 1993). Sa localisation est indiquée sur la Figure 10.1.	119
Figure 10.3 - Vitesse moyenne d'onde de compression (à 400 MPa) en fonction de la masse volumique de matrice des échantillons du PNR20-W2,W3,W4. Les valeurs d'iso-impédance acoustique sont représentées en pointillés. L'espacement entre ces courbes est de 1.106 kg/m ² s.	123
Figure 10.4 - Impédances acoustiques, calculées avec les valeurs moyennes des vitesses à 400 MPa, pour les différentes unités tectoniques.	124
Figure 10.5 - Schéma indiquant les positions respectives des unités tectoniques qui sont en contact en profondeur. L'épaisseur réelle et le pendage des couches ne sont pas considérés ici. Les lettres (A, B et C) se réfèrent aux contacts lithologiques présentant de forts coefficients de réflexion. Ceux-ci interviennent soit à l'interface entre deux unités tectoniques, soit au sein d'une même unité. A correspond au même contact que A mais sans que l'on ait de mesure à cet endroit.	125
Figure 10.6 - Section sismique PNR20-W3 (d'après du Bois et al., 1990). Les zones de réflexions A et B sont discutées dans le texte.	127
Figure 11.1 - Carte géologique indiquant le tracé de la partie sud du profil sismique PNR20-W1 (en pointillés) et la localisation des lieux d'échantillonnage (cercles pleins) des échantillons "hm". La fenêtre indique la région illustrée sur la Figure 11.6.	130
Figure 11.2 - Coupe géologique à l'aplomb du profil sismique montrant la projection des échantillons en profondeur. Les numéros correspondent aux échantillons "hm".	131
Figure 11.3 a - Vitesses moyennes d'onde de compression à 400 MPa en fonction de la masse volumique de matrice des échantillons du PNR20-Est.	134
Figure 11.3 b et c - Vitesses moyennes d'onde de compression à 100 MPa (b) et à 300 MPa (c) en fonction de la masse volumique de matrice des échantillons du PNR20-Est.	135
Figure 11.4 - Section sismique PNR20-W1 ("stack" après DMO)	137
Figure 11.5 - Schéma indiquant les positions respectives des unités tectoniques qui sont en contact en profondeur. L'épaisseur réelle et le pendage des couches ne sont pas considérés. Les lettres de A à H représentent les différents cas de contact lithologique possibles.	138
Figure 11.6 - Localisation des coupes X-X', Ardèche (tableau 1.14) et Y-Y', Arbignon (tableau 1.15), sur une carte au 1/25000 tirée de Badoux, 1971.	139
Figure 11.7 - Diagrammes "ternaires" pour l'attribution des masses volumiques (en 103 kg/m ³) aux formations des coupes a) Ardèche et b) Arbignon (pour l'explication de la méthode se référer au texte).	142
Figure 11.8 - Diagrammes "ternaires" pour l'attribution des vitesses (en km/s) aux formations de la coupe a) Arbignon et b) Arbignon (pour l'explication de la méthode se référer au texte).	142
Figure 11.9 - Coefficients de réflexion section Ardèche.	144
Figure 11.10 - Coefficients de réflexion section Arbignon.	145
Figure 11.11 - Modèle de la partie sud du PNR20-W1 (d'après Levato et al., 1994).	147
Figure 11.12 - a) Section sismique synthétique du modèle (Figure 11.10) et b) portion sud de la section sismique PNR20-W1 (d'après Levato et al., 1994).	148

Résumé

Ce travail traite des propriétés physiques des roches des Alpes Suisses. L'intérêt particulier émane du fait que les structures d'où proviennent ces roches ont fait l'objet d'une prospection géophysique par sismique réflexion et nous avons ainsi pu utiliser les résultats de laboratoire pour l'interprétation des profils sismiques.

La première partie décrit la méthode expérimentale utilisée et discute des paramètres physiques qui ont une influence sur les vitesses sismiques. Cela permet d'une part d'avoir une estimation de la précision des résultats et d'autre part de poser leur limites d'application. Les masses volumiques, vitesses et anisotropies de vitesse d'une variété de roches des Alpes Suisses sont présentées. L'anisotropie de vitesse est traitée selon sa géométrie, en termes d'anisotropie linéaire, planaire et triaxiale. Cce travail propose une nouvelle formulation empirique qui décrit la variation de vitesse sismique en fonction de la pression.

La deuxième partie de ce travail démontre l'utilité des informations sur les propriétés physique des roches, pour l'interprétation des données de sismique réflexion. La réflectivité est étudiée par le biais de la détermination des impédances acoustiques. Les profils sismiques alpins (PNR20-E1 sud et PNR20-W1, 2-4) ont été interprétés, dans certains cas de manière globale et dans d'autres de façon plus détaillée, en tenant compte des résultats de ces mesures.

L'étude des propriétés physiques des roches de la croûte alpine apporte des éléments nouveaux pour l'interprétation des zones de réflexion sur les profils sismiques. Elles ont pu être mises à profit dans plusieurs études et ainsi contribuent à la connaissance du soubassement géologique des Alpes.

Abstract

This work is a study of physical properties of rocks collected from the Swiss Alps. The major interest is that the structures where the rocks come from have been prospected by seismic reflection method (in the frame of PNF20 program).

The first part of the thesis describes the experimental methodology and discusses the physical parameters that may affect seismic velocity estimates. The errors associated with the data are computed and the bounds of the results emphasized to give the potential and limitations of rock property estimates. The wide variety of alpine rocks are classified according to their densities, velocities and velocity anisotropies. The velocity anisotropy behavior is described in terms of linear, planar and triaxial behavior. A new empirical formulation that describes the manner in which the velocity changes with increasing confining pressure is proposed.

The second part of the thesis demonstrates the utility of rock property information in interpreting seismic reflection data. The reflectivity of the profiles is studied through the determination of the acoustic impedances. The seismic profiles East and West (W1-W4) have been studied, sometimes from a global point of view or from a more detailed one.

These rock properties of the alpine crust are not only a reliable data base but by bringing new constraints to seismic interpretation they contribute to the knowledge of the crustal structure under the Alps.

Avant-propos

Le travail, a été effectué dans le cadre d'une thèse de doctorat. Il est présenté dans son entier à l'exception des annexes. Les données brutes sont disponibles au laboratoire de pétrophysique à Genève auprès du professeur Jean-Jacques Wagner.

Cette étude a pu aboutir grâce à la collaboration et au soutien de nombreuses personnes. Je les en remercie, ici, sincèrement.

Le professeur Jean-Jacques Wagner, le professeur Amos Nur de Stanford. Les professeurs Raymond Olivier, directeur de l'institut de géophysique de l'université de Lausanne, Alan Green, de l'institut de géophysique à Zurich et Rinaldo Nicolich de l'université de Trieste. Lucia Levato de l'institut de géophysique à Lausanne qui m'a procurée un appui constant. Les géologues avec lesquels j'ai travaillé dans le cadre du PNR20; le professeur Adrian Pfiffner de l'université Berne, les professeurs de l'université de Lausanne Albrecht Steck, Arthur Escher, Henri Masson, Marcel Burri qui m'ont accompagnée sur le terrain pour l'échantillonnage des profils Ouest et surtout Jean-Luc Epard de l'institut de géologie à Lausanne. Les collègues du laboratoire de pétrophysique à Genève; Catia Moschella laborantine qui m'a assistée pour les mesures, Kristen Risnes, Danièle Pernier, Françoise Grondhal, Stéphane Jordi et Ian Hedley, Fabio Barblan. Gilbert Overney, technicien, Victor Cornut, préparateur, Jacqueline Berthoud, secrétaire et Nancy Rihs bibliothcaire ainsi que les professeurs et collègues du département de minéralogie à Genève. Oskan Piskin, Pierre Kunz, Thierry Basset et Alain Droux qui m'ont aidée pour l'analyse des lames minces. Les collègues de l'institut de géophysique à Lausanne, et en particulier Pierre Gex, Pierre-François Erard, Luis Barrios. Dieter Mayer-Rosa, chef du service suisse de sismologie à Zurich, et Jean Poirier, directeur de SIG S.A., Pully.

Guido Schreurs a fait les photographies de lames minces et m'a secondée dans bien d'autres tâches, je lui sais gré de son dévouement. J'ai eu la chance d'avoir à mes côtés Nelly Forget et Simon Leinen; ainsi que de nombreux amis dont Stéphanie Steffen, Claude Sassi, Danielle Rohrbach, Martin Ouwehand et Rachel Pankhurst. Je suis reconnaissante à ma famille pour son soutien chaleureux.

Ce travail a bénéficié, en partie, du support financier du fond national de la recherche scientifique (FNRS) au travers du projet "Etude du soubassement géologique suisse" (PNR-20).

Je remercie enfin, la commission suisse de géophysique, en particulier son président le professeur Emile Klingelé et madame le professeur Dominique Chapelier, d'avoir permis la publication de ce manuscrit.

I Introduction

Des études sur les propriétés physiques des roches, en particulier sur les vitesses de propagation d'ondes dans les roches, ont été effectuées depuis de nombreuses années (Hugues and Maurette, 1956; Birch, 1960). Deux sortes d'études ont été entreprises. Les premières avaient pour but de comprendre le comportement des roches sous pression pour établir des modèles rhéologiques de la croûte (Meissner and Fakhimi, 1977; Salisbury *et al.*, 1978). Les deuxièmes ont été appliquées à l'interprétation de la sismique réflexion principalement dans le cadre de l'exploration pétrolière (Nur et Simmons, 1969a; Töksoz *et al.*, 1976; Domenico, 1977). Le champ d'application de la sismique réflexion, méthode prédominante en recherche pétrolière, a été élargi, à partir de 1980, à la détermination des structures géologiques profondes. Ce sont les programmes de recherche COCORP et LITHOPROBE en Amérique du Nord (Brown *et al.*, 1986; Clowes, 1992), BIRPS en Grande-Bretagne (Matthews et Cheadle, 1986), DEKORP en Allemagne (Meissner et Dekorp, 1991), ECORS en France (Bois *et al.*, 1991), CROP (Nicolas *et al.*, 1991), en Italie et enfin PNR20 en Suisse (Frei *et al.*, 1989).

La différence entre sismique réflexion pétrolière et "crustale profonde" réside principalement dans les profondeurs mises en jeux, 7 km au maximum, (Pelet 1990) dans l'acquisition pétrolière et jusqu'à 70 km pour la sismique crustale.

Ceci va avoir une influence au niveau:

- de l'acquisition: la résolution est différente et les dimensions des dispositifs expérimentaux également;
- du traitement: les vitesses sont mieux connues en sismique pétrolière, le signal en profondeur présente une signature caractéristique, sa cohérence diminue avec la profondeur et le bruit augmente .
- de l'interprétation: la pratique de calage de sections sismiques sur un forage n'est que rarement possible. Bien que récemment des forages très profonds expérimentaux aient été entrepris, comme celui de Kola en Sibérie (Pavlenkova, 1992) qui atteint 12 km et celui de KTB à Oberpfalz en Allemagne (Dürbaum *et al.*, 1990) pour lequel la même profondeur est prévue; ce sont des forages très coûteux (500M DM pour KTB) et butent encore sur des problèmes techniques.

Pour les mesures en laboratoire (Nur, 1987; Christensen, 1989; Fountain et Christensen, 1989) les différences résident principalement dans le fait que:

- les lithologies rencontrées dans le cas de la sismique pétrolière sont des roches sédimentaires pas ou peu métamorphiques alors que, dans le cas de la sismique profonde, ce sont plutôt des roches métamorphiques et ignées;
- les roches qui présentent le plus d'intérêt pour la recherche pétrolière constituent des réservoirs potentiels et présentent donc une forte porosité ce qui n'est généralement pas le cas des roches de la croûte intermédiaire à profonde;
- les pressions auxquelles les roches sont soumises en laboratoire pour les replacer dans des conditions similaires à celle *in situ* sont plus fortes. Les pressions de 50 MPa à 100 MPa qui sont appliquées dans la recherche pétrolière, sont

insuffisantes pour les études profondes. Les températures sont également plus importantes, on peut les estimer atteindre 250°C à 10 km (avec un gradient normal de 25-30°C/km).

La recherche que nous avons entreprise entre dans le cadre du Programme National de Recherche 20 (PNR20), chargé d'étudier la structure profonde de la croûte alpine. La méthode principale utilisée est la sismique réflexion mais de nombreuses études diverses et complémentaires ont été entreprises parallèlement. Elles regroupent des études pétrographiques, géologiques, tectoniques, sismiques. Les profils sismique couvrent le secteur suisse des Alpes occidentales. Signalons que le PNR20 rejoint en partie dans son but, le programme de recherche de "European Geotraverse Transect" (EGT) (Ansorge *et al.*, 1992) qui étudia la structure de la lithosphère et en particulier la configuration du Moho, le long d'une transect Nord-Sud, de la Norvège à la Méditerranée, par la sismique réfraction. En ce qui concerne la sismique réflexion du PNR20, le domaine d'application est de plus faible profondeur, le Moho constituant la limite inférieure de l'investigation.

La recherche qui est présentée ici, se concentre sur les premiers 12 km de la croûte alpine, ce qui correspond à des réflexions situées jusqu'à 4s environ. Notre attention se portant sur la géométrie des nappes et leur limite avec le socle cristallin.

Des compilations de données sur les propriétés physiques ont été effectuées entre autres par Anderson and Liebermann (1968), Christensen (1982) et Kobranova (1989), mais ces propriétés même pour des lithologies similaires sont dépendantes des particularités régionales. Mais aucune étude comparable à celle ci, n'a été effectuée dans la région alpine. Jusqu'à ce jour, seules des études dans la zone d'Ivrée (Fountain, 1976; Burke and Fountain, 1990; Barblan, 1990), dont l'intérêt concernait la croûte intermédiaire et profonde ont été réalisées. Ces études ne couvrent qu'une très petite partie (l'extrême sud) des profils du PNR20 et, au début de notre travail, on ne disposait pas de données sur le Pennique et l'Helvétique, constituant une grande partie des unités couvertes par les profils sismiques.

L'avantage des Alpes, dans le secteur étudié par le PNR20, est que, grâce aux plongements axiaux, il est possible de suivre et d'échantillonner à l'affleurement des structures qui se projettent en profondeur à l'aplomb des profils sismiques. Ceci permet l'utilisation directe des propriétés physiques de ces unités pour construire des modèles du sous-sol et les comparer avec les sections sismiques existantes. Nos résultats ont ainsi déjà pu être en partie exploités pour la modélisation dans plusieurs travaux sur les profils PNR20-Est (Pfiffner *et al.*, 1991; Litak *et al.*, 1991,1993; Stäuble, 1993) et PNR20-West (Marchant *et al.*, 1993).

Dans la première partie de ce travail (chapitres II à VII), nous présentons les propriétés physiques des roches de la croûte alpine. Tout d'abord, nous décrivons la méthodologie expérimentale de mesure de vitesse et de masse volumique et nous discutons la pertinence expérimentale, en particulier la précision des mesures. Les mesures étant faites dans des conditions anhydres à température ambiante, nous abordons l'influence d'autres paramètres sur les mesures de vitesse, comme les variations de température, la présence de fluides.

Les masses volumiques et les vitesses P des différentes lithologies échantillonnées

sont examinées. L'anisotropie de vitesse est étudiée en fonction des minéraux et textures de la roche. Enfin, une approche quantitative, pour la description de l'augmentation de vitesse en fonction de la pression, sera développée.

Les mesures de laboratoire sont comparées avec d'autres méthodes de détermination de vitesses, par calcul et par mesure *in situ*. Ceci pour analyser les variations dues au changement d'échelle d'observation. Ce sont, pour les vitesses *in situ*, les vitesses déterminées dans des forages, par diagraphie acoustique ou par "vertical seismic profiling" (VSP) et pour les vitesses calculées, celles obtenues à partir des vitesses sismiques et de l'orientation des minéraux de la roche soit "lattice orientation properties" (LPO) .

Une banque de données de vitesses et masses volumiques des roches alpines et surtout des valeurs d'impédances acoustiques que l'on pourra utiliser dans l'interprétation des profils sismiques est le résultat de cette première partie.

Dans la seconde partie (chapitre VIII à XII), nous utilisons les propriétés physiques des roches, déterminées précédemment, pour guider l'interprétation des réflexions sur les profils sismiques alpins du PNR20. Tout d'abord, nous présentons le contexte géologique, ainsi que les paramètres d'acquisition et de traitement en soulignant les particularités du domaine alpin. Cela nous amène à discuter de la nature des réflecteurs, de la résolution en fonction des longueurs d'ondes, des épaisseurs, et de l'influence des pendages.

Nous traitons les profils sismiques Est et Ouest qui traverse les zones Pennique et Helvétique. Les particularités des profils sismiques, le sud du PNR20/Est, et le PNR20/W2-3, qui ont déjà fait l'objet de publications (Sellami *et al.*, 1990, 1993), sont complétées par les résultats du PNR20/W1. L'analyse des réflexions est faite en fonction des différentes lithologies rencontrées le long des profils. Nous avons utilisé une approche globale qui consiste à déterminer les coefficients de réflexion les plus importants sur chaque profil, par rapport aux lithologies adjacentes en profondeur. Pour avoir une image plus précise des réflexions, nous avons intégré les résultats de différentes modélisations 2D sur les PNR-Est et West qui sont basées sur les propriétés obtenues dans ce travail.

En conclusion (chapitre XII) nous résumerons les caractéristiques régionales des propriétés physiques des roches et l'apport de ces informations au déchiffrement des sections sismiques.

Première partie:

**Propriétés physiques,
vitesses et masses
volumiques, de roches des
Alpes suisses.**

II Méthodologie expérimentale

II.1 Introduction aux mesures de vitesses

II.1.1 Rappel théorique

Les bases de la théorie de l'élasticité appliquée à la géophysique se trouvent dans des traités classiques de sismique (Sheriff et Geldart, 1982; Lavergne, 1986). La propagation des ondes sismiques se fait par deux mécanismes différents, compression-dilatation, ondes P, ou cisaillement, ondes S. Nous étudions dans ce travail les vitesses-P.

Dans un milieu infini, homogène isotrope, la vitesse des ondes acoustiques peut s'écrire en fonction de deux paramètres élastiques uniquement, comme par exemple les constantes de Lamé λ et μ .

$$V_P = \sqrt{\frac{\lambda + 2\mu}{\rho}} \quad \text{vitesse P}$$

et

$$V_S = \sqrt{\frac{\mu}{\rho}} \quad \text{vitesse S}$$

ρ est la masse volumique. Rappelons que V_P est toujours supérieur à V_S et que V_S ne se propage pas dans les fluides.

II.1.2 Techniques de mesures en laboratoire

Il existe trois grandes catégories de mesures de vitesses (et d'atténuations) sismiques qui se basent sur les différents phénomènes physiques cités ci-dessous; elles font appel à des techniques de mise en oeuvre également différentes.

- les ondes qui se propagent (méthode de transmission ou écho d'une impulsion),
- les systèmes vibrants (pendule ou barre résonnante),
- les mesures utilisant le déphasage contrainte - déformation (mesure directe de la phase par interférométrie ultrasonore).

Anderson et Liebermann (1968) ont passé en revue les techniques usuellement employées en laboratoire et comparent diverses méthodes. Il en ressort que la transmission d'une impulsion ultrasonique (dite "méthode de Birch"), méthode que nous avons employé, présente de nombreux avantages (Birch, 1960; Bourbié *et al.*, 1986). Bien que sa précision soit moindre, de 1 à 2 %, alors que les mesures par interférométrie ultrasonore par exemple arrivent à des précisions de 0.04%, cette technique est plus adaptée aux mesures des roches, car elle est moins dépendante du type de matériau. Les autres donnent de bons ré-

sultats sur des matériaux simples mais, sur des matériaux non homogènes, elles sont moins performantes. De plus, la précision de la “méthode de Birch” est suffisante pour l’utilisation des résultats, comme on le verra ultérieurement. Un autre de ses avantages est que la mise en oeuvre permet des mesures à hautes pressions et hautes températures. Enfin, bien que les fréquences utilisées soient différentes, elle est basée sur le même principe que les mesures de terrain

II.2 Echantillonnage et préparation des échantillons

II.2.1 Echantillonnage sur le terrain

Les échantillons sont pris pour la plupart sur des affleurements, à l’exception de deux qui proviennent de carottes de forage. Les lieux d’échantillonnage sont en général des bords de route et des carrières. Les échantillons sont choisis non altérés et représentatifs des lithologies ciblées. Certaines roches sont difficiles à échantillonner et seules celles qui peuvent être carottées sans trop de dommage sont retenues; cela exclut de l’échantillonnage le matériel meuble, friable ou fissuré. Les échantillons prélevés sur le terrain sont de gros blocs que l’on scie en laboratoire en cubes de 15 cm de côté, suivant la macro-structure de la roche. Lorsque les dimensions des blocs sont trop grandes, ce travail est effectué chez un marbrier.

II.2.2 Préparation des carottes

De ces cubes on extrait trois carottes mutuellement perpendiculaires et des lames minces associées, comme indiqué sur la figure 2.1.

Les directions sont choisies par rapport à la structure de la roche lorsqu’elle est visible. La carotte 1 (// à Z) est perpendiculaire à la foliation; par foliation on entend tout arrangement planaire des minéraux. La carotte 2 (// à X) est parallèle à la foliation et perpendiculaire à la linéation si elle existe. La carotte 3 (// à y) est parallèle à la linéation. Ceci permettra d’observer la présence d’une anisotropie de vitesse.

Les carottes ainsi obtenues sont des cylindres de 2.54 cm (un pouce) de diamètre et de 5 cm de longueur. La longueur exacte est enregistrée pour la détermination ultérieure de la vitesse. Soulignons que la géométrie et les dimensions de l’échantillon influencent la mesure (Silavea and Shamina, 1958), le cylindre est la forme la plus adaptée. Le parallélisme des bases est très important pour la précision de la mesure; donc après avoir été tronçonnées, les carottes sont placées dans un support qui permet de polir les faces avec une précision de 0.001 mm. Les carottes sont étuvées à 90° pendant 24 h pour être déshydratées avant d’être mesurées.

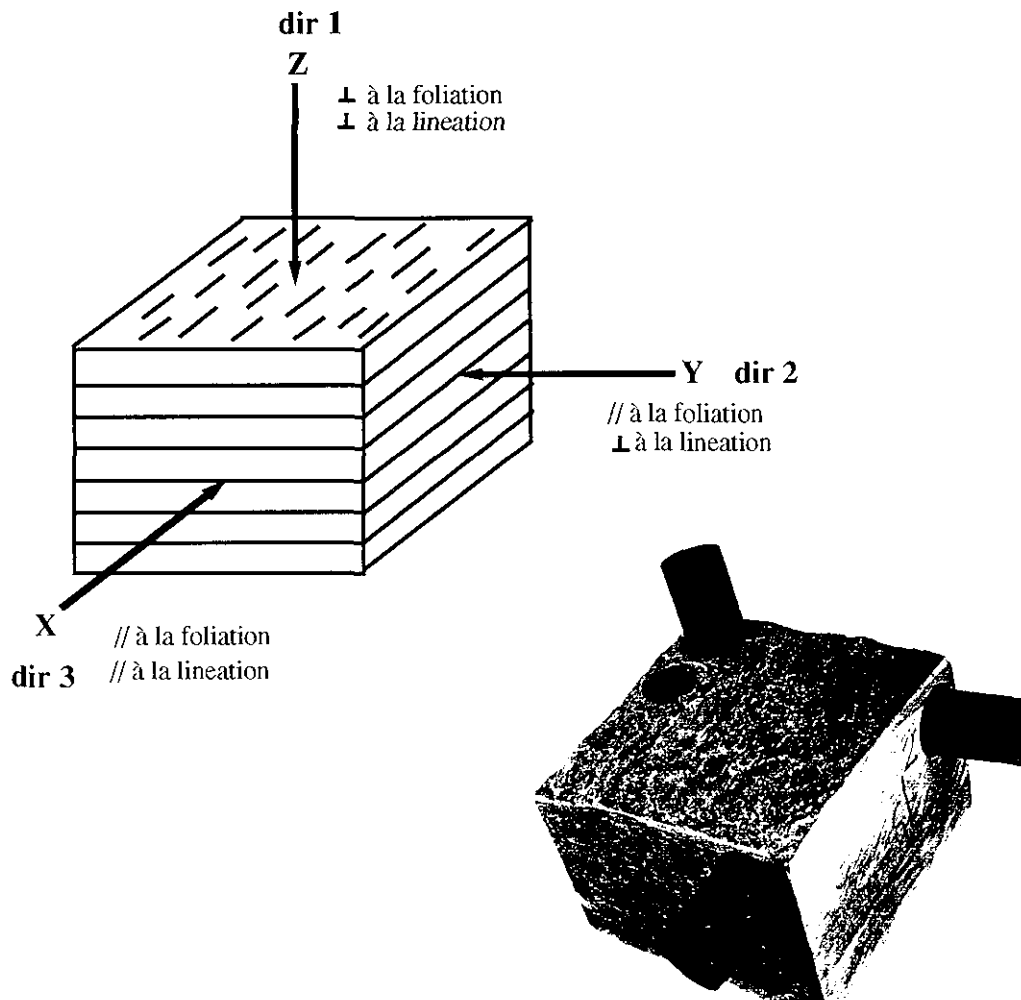


FIGURE 2.1 - Schéma et photographie indiquant les trois directions des carottes.

II.3 Dispositif expérimental

Le montage expérimental des mesures de vitesse et de masse volumique a été décrit par Barblan (1990). Les dimensions (diamètre, longueur) de l'échantillon et la masse sont mesurées pour déduire les masses volumiques. Ensuite on détermine les vitesses d'onde de compression (ondes P) en fonction de la pression. Le dispositif expérimental pour les mesures de vitesse se compose (voir la figure 2.2) de l'autoclave dans lequel est placé l'échantillon, du système de génération de pression, du générateur d'impulsions et de l'oscilloscope pour acquérir le temps de transit qui est transmis à un ordinateur avec les autres données.

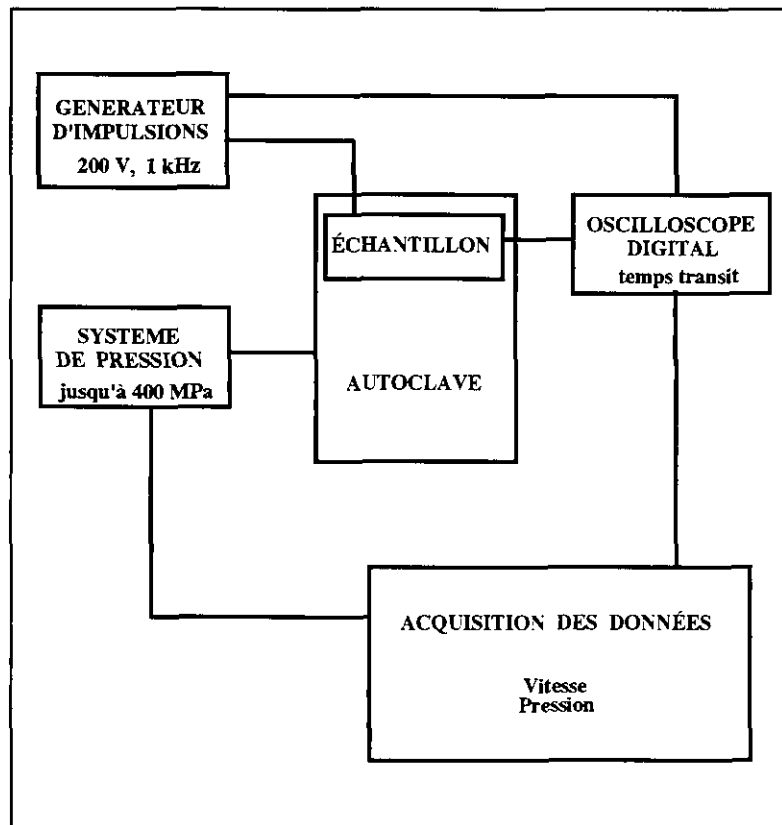


FIGURE 2.2 - Dispositif de mesure des échantillons de roches.

II.3.1 Mesure des masses volumiques

Les échantillons déshydratés sont pesés sur une balance Mettler 200 ce qui donne la masse M . A partir des volumes bruts et de matrice (ou du solide), on détermine respectivement les masses volumiques brutes (ρ_b) et les masses volumiques de matrices (ρ_m) (Bourbié *et al.*, 1986). A partir des volumes bruts et de matrice, on peut également estimer la porosité (voir chap. III.2)

1/ Le volume "brut" de l'échantillon V_b est calculé à partir des dimensions de l'échantillon, déterminées par la mesure au pied à coulisse. La masse volumique brute est

$$\rho = \frac{M}{V_b}$$

Cette méthode est plus grossière que celle par détermination du volume selon la méthode d'Archimède. Mais elle présente des avantages: tout d'abord comme les échantillons ont une forme très régulière, cela assure la précision, qui est la même pour tous les échantillons, et de plus, il n'y a pas lieu de se préoccuper des problèmes d'absorption dans l'eau.

2/ Le volume de la matrice V_m est déterminé avec un stéréopycnomètre à hélium qui permet de mesurer la masse volumique de matrice ρ_m . Le volume mesuré est le volu-

me perméable à l'hélium.

Le principe de cette dernière mesure est basé sur l'hypothèse des gaz parfaits: le produit de la pression P par le volume V est égal à une constante. Cette constante est liée à la température T , au nombre de moles n , et à la constante des gaz parfaits R .

$$PV = Cte = nRT$$

Il faut donc travailler à température constante.

Contrôle de l'étalonnage: on mesure au début et à la fin de chaque série un calibre d'aluminium pour vérifier la stabilité de la mesure et faire les corrections si nécessaires.

L'échantillon est placé dans une cellule de volume déterminé V_t . Une vanne permet d'introduire une certaine quantité d'hélium et la pression (P_1) est relevée, l'enceinte étant isolée de l'extérieur, on accroît le volume d'un volume additionnel connu V_a , le gaz s'étend dans le volume $V_t + V_a$, et on relève la nouvelle pression (P_2).

$$P_1 V_1 = cte = P_2 V_2$$

On connaît P_1 et P_2 par la lecture de la jauge de pression,

$$V_2 = V_1 + V_a$$

d'où l'on déduit V_1 .

$$V_1 = \frac{P_2 V_a}{P_1 - P_2}$$

et le volume de l'échantillon $V_t - V_1 = V_e$.

II.3.2 Mesure des vitesses sismiques

Dispositif de mesure

Le montage de la carotte est indiqué à la figure 2.3, l'échantillon se trouve entre 2 supports en acier qui contiennent des transducteurs piézo-électriques de compression (PZT 5 de Phillips). La fréquence caractéristique est de 1 kHz mais ils sont opérationnels pour une gamme de fréquence plus large sans modification notable du signal. Le couplage des têtes de mesure avec l'échantillon se fait par l'application d'une graisse de silicone. Les bases de la carotte doivent être bien planes pour qu'il y ait un bon couplage de l'échantillon avec la tête de mesure et que la première arrivée soit nette. Le parallélisme des bases est également essentiel pour éviter des réflexions latérales qui détériorent le signal.

Un des deux transducteurs sert d'émetteur et l'autre de récepteur. Le générateur d'impulsion utilisé est un Velonex 435 lequel a été remplacé par un Hewlett Packard 715, vers la fin du travail. Le générateur permet d'envoyer un signal électrique (environ 200 Volts) au transducteur (1) qui génère une onde acoustique qui se propage dans l'échantillon. Le transducteur (2) capte l'onde et émet un signal électrique. Un oscilloscope numérique (Gould 4050) reçoit ce signal ainsi que le signal synchronisé de départ et permet

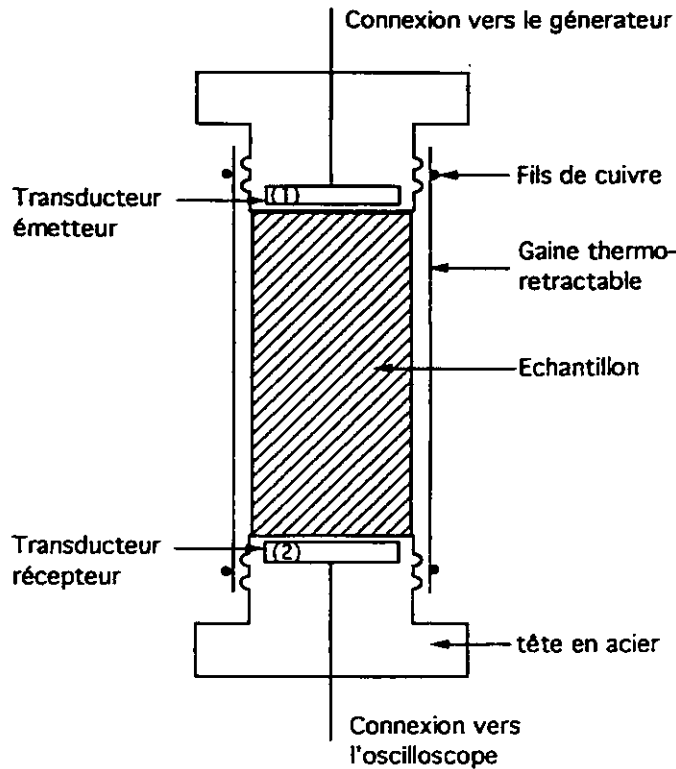


FIGURE 2.3 - Coupe du montage de l'échantillon sur la tête de mesure de vitesse.

de visualiser l'onde transmise et de mesurer son temps de transfert (T_{tot}). Ce dernier est égal au temps de transmission dans l'échantillon (T_{ech}) auquel s'additionne le temps de transfert dans les supports (T_{tet}):

$$T_{tot} = T_{tet} + T_{ech}$$

La longueur de l'échantillon, L_{ech} , est lue dans un fichier *ad hoc* et l'on détermine ainsi, V_{ech} , la vitesse de l'onde de compression.

$$V_{ech} = \frac{L_{ech}}{T_{ech}}$$

$$V_{ech} = \frac{L_{ech}}{T_{tot} - T_{tet}}$$

Influence de la géométrie de l'échantillon

La vitesse déterminée par propagation est la vitesse dans un milieu infini (voir chapitre II.1):

$$V_{pm} = \sqrt{\left(k + \frac{4}{3}\mu\right) \frac{1}{\rho}} = \sqrt{\frac{\lambda + 2\mu}{\rho}}$$

Le signal reçu qui s'est propagé dans l'échantillon est complexe, comme on peut le voir sur la figure 2.4; il varie avec la pression. Il contient des réflexions multiples parasites, des transformations d'ondes (P, S) qu'il est difficile de différencier. Parmi les compo-

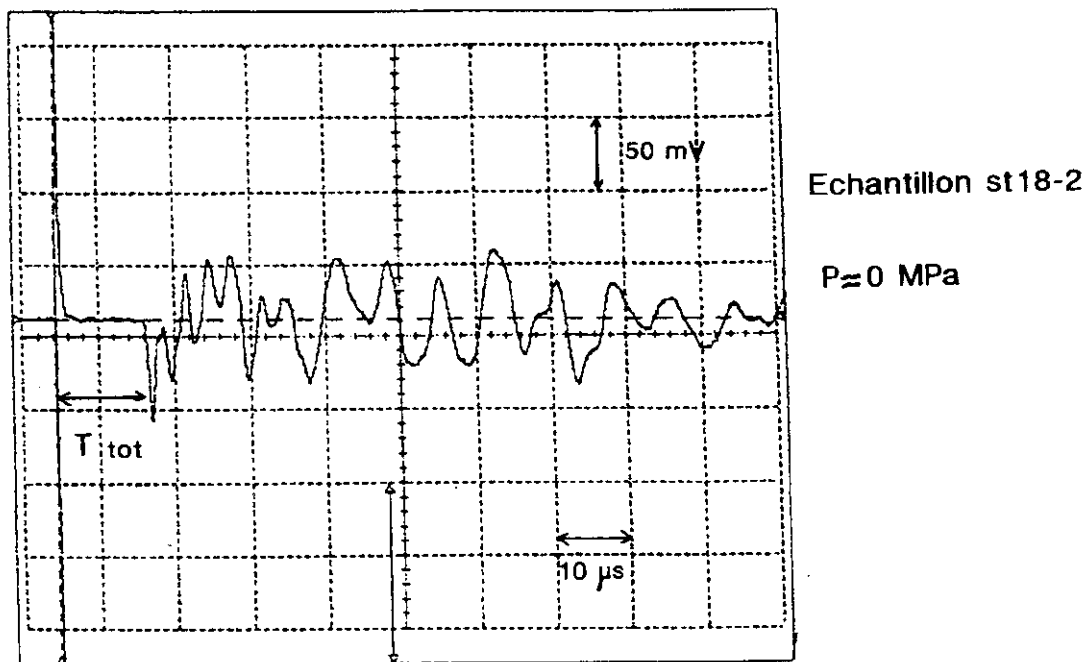


FIGURE 2.4 - Signal acoustique reçu sur l'oscilloscope à la pression atmosphérique. T_{tot} est le temps entre l'émission et la réception de l'impulsion.

santes qui perturbent le signal, se trouve la vitesse de propagation dans le cylindre:

$$V_{pr} = \sqrt{\frac{E}{\rho}} = \sqrt{\frac{\mu (3\lambda + 2\mu)}{(\lambda + \mu) \rho}}$$

Celle ci est inférieure, en principe, à la vitesse V_{pm} , mais, suivant le diamètre du cylindre, V_{pr} peut atteindre la vitesse V_{pm} et, à la limite, V_{pm} ne sera plus détectable.

Pour avoir un signal optimum, certains critères doivent être respectés, comme les rapports entre les dimensions de l'échantillon (la longueur L et le diamètre D), la taille des grains (d) et les fréquences ou longueurs d'ondes (λ) utilisées:

- L/D doit être inférieur à 5 pour éviter les réflexions latérales (Silaeva, 1959).
Si L augmente par rapport à D la vitesse du cylindre dépasse la vitesse du milieu infini (Birch, 1960).
- D/λ doit être > 5 pour minimiser la dispersion (Tu *et al.*, 1955).
- $\lambda > 3d$ pour éviter les diffraction et la distorsion de l'impulsion (Mason et Mc Skimin, 1947).

Les fréquences employées sont de l'ordre de 1 kHz à 100 kHz et les vitesses mesurées entre 2.5 km/s et 8 km/s, les longueurs d'onde résultantes varient entre 8 m et 2.5 cm. Compte tenu que les carottes ont des dimensions de 2.54 cm de diamètre et de 5 cm de long et que la taille des grains ne dépasse pas 0.5 cm sauf pour les conglomerats, les conditions principales pour avoir un signal optimum sont satisfaites à l'exception de la dispersion de l'impulsion. En variant la fréquence (entre 1 et 100 kHz) sur un échantillon d'aluminium, le contenu en fréquence du signal varie ainsi que son intensité, mais la pre-

mière arrivée ne change pas. La vitesse P est stable. Nous avons retenu pour la suite de nos expériences la fréquence qui donnait le meilleur signal (1.4 kHz).

II.3.3 Dispositif de pression

Les mesures se font en augmentant la pression par paliers de 20 MPa, de la pression atmosphérique à 400 MPa. Un système de pompe à deux niveaux, dans un premier temps un compresseur à air, puis une pompe à huile, permet d'atteindre les pressions voulues.

Remarque: *La valeur de la pression atmosphérique égale à 0.1013 MPa sera par la suite désignée par 0 MPa par convention.*

L'échantillon se trouve dans un bain d'huile qui transmet la pression et simule des contraintes lithostatiques. Une gaine thermorétractable recouvrant l'échantillon assure l'étanchéité. Pour cela il ne faut pas qu'il ait de rugosités qui risqueraient de déchirer la gaine à de hautes pressions.

L'acquisition des temps de transit de l'onde et des pressions, puis le calcul des valeurs des vitesses en fonction de la pression, sont faits sur un ordinateur HP-Vectra (type IBM-PC).

II.4 Précision des mesures

II.4.1 Erreur sur la masse volumique

L'erreur relative sur la mesure de la masse volumique est la somme des erreurs relatives sur le volume et sur la masse

$$\rho = \frac{M}{V}$$

La précision de la mesure de la masse est de 0.01g. L'erreur relative sur la masse est inférieure à 0.02% ce qui est très faible en regard de l'erreur sur le volume.

$$V_m = \pi \cdot L \cdot \left(\frac{D}{2}\right)^2$$

$$\frac{dV}{V} = \frac{dL}{L} + 2\frac{dD}{D}$$

Cela fait une erreur relative de 0.5% sur le volume brut ce qui fait que l'erreur relative

sur la masse volumique brute est donc inférieure à 1%

$$V_e = V_t - V_p$$

$$\Delta V_e = \Delta V_t - \Delta V_p$$

$$V_p = \frac{p_2 \cdot V_a}{(p_1 - p_2)}$$

$$\frac{dV_p}{V_p} = \frac{\delta V_a(V_p)}{V_p} + \frac{\delta p_1(V_p)}{V_p} + \frac{\delta p_2(V_p)}{V_p}$$

$$\frac{dV_p}{V_p} = \frac{dV_a}{V_a} + \frac{dp_2}{p_2} + \frac{dp_2}{p_1 - p_2} + \frac{dp_1}{p_1 - p_2}$$

L'erreur relative de mesure sur le volume pycnométrique est également très faible:

Cela représente une erreur de l'ordre de 0.5% sur le volume pycnométrique mesuré, ou une erreur absolue inférieure à $0.02 \cdot 10^3 \text{ kg/m}^3$. Toutefois l'appareil étant très sensible aux conditions de mesure, il est préférable de considérer la reproductibilité de la mesure.

L'erreur relative sur la masse volumique est de l'ordre de 1%, soit une erreur absolue de $0.03 \cdot 10^3 \text{ kg/m}^3$ pour une masse volumique moyenne de $3 \cdot 10^3 \text{ kg/m}^3$.

II.4.2 Erreur sur la mesure de vitesse

Comme $V = \frac{L}{T}$

l'erreur relative sur la vitesse est égale à l'erreur relative de la longueur de l'échantillon plus l'erreur relative du temps.

$$\frac{\Delta V}{V} = \frac{\Delta T}{T} + \frac{\Delta L}{L}$$

L'erreur absolue sur la longueur mesurée dépend de la précision du vernier, elle est de $2 \cdot 10^{-5} \text{ m}$. Avec une longueur moyenne de $5 \cdot 10^{-2} \text{ m}$, cela fait une erreur relative de 0.04%.

Comme $T = T_{ech} = T_{tot} - T_{tet}$

l'erreur sur le temps est:

$$\Delta T_{ech} = \Delta T_{tot} + \Delta T_{tet}$$

T_{tet} est le temps de transfert dans les têtes. Il est de l'ordre de 1.5 à 2 μs . T_{tot} est de l'ordre de 10 à 20 μs . L'erreur sur ces valeurs dépend de la définition de l'oscilloscope, l'erreur de lecture est de l'ordre de quelques nanosecondes.

L'erreur relative sur la lecture du temps (ΔT_{tot}) est aussi de l'ordre de 0.04%.

L'erreur de mesure sur la vitesse est très faible, de l'ordre de 0.1%.

II.4.3 Erreur sur l'estimation de la pression

L'erreur sur les pressions dépend de la précision de la jauge de pression et de la lecture de la mesure; on l'estime à 2 MPa. Cette erreur ne se reporte pas linéairement sur l'estimation de la vitesse car la vitesse augmente avec un gradient plus important aux basses pressions.

II.4.4 Variation de la longueur et de la masse volumique de l'échantillon en fonction de la pression

Les estimations d'erreur précédentes sont valables pour des mesures à pression atmosphérique. Mais lorsque la pression varie, cela induit un changement à la fois de masse volumique et de longueur de l'échantillon, ce qui entraîne une erreur dans le calcul de la vitesse. Quelle est donc la variation de vitesse dans un tel cas? Cela dépend du type de roche, de ses constantes élastiques, en particulier sa compressibilité.

Pour avoir une estimation de l'ordre de grandeur, nous avons calculé cette variation pour la calcite à partir de la dépendance en pression des constantes élastiques. Nous avons choisi la calcite, car c'est un minéral courant qui est présent dans les lithologies que comporte notre échantillonnage. Les équations de dépendance de la longueur et de la masse volumique en fonction de la pression, respectivement $L(P)$ et $\rho(P)$ ont été déterminées par Dandekar (1968). Elles sont de la forme suivante:

$$L_i(P) = L_i(0) \cdot \left(1 - a10^{-4}P + b10^{-6}P^2 \right)$$

et

$$\rho(P) = \frac{\rho(0)}{1 - \left(13.67 \cdot 10^{-4}P \right) + 3.9 \cdot 10^{-6}P^2}$$

i est la direction dans le cristal, a et b sont des constantes qui sont différentes suivant la direction considérée. $L(0)$ et $\rho(0)$ sont les longueur et masse volumique à pression atmosphérique.

Les variations de vitesses et de masses volumiques en fonction de la pression, ainsi obtenues pour les trois directions perpendiculaires définies sur la figure 2.1, sont reportées sur le tableau 2.1. On constate qu'à 400 MPa, la vitesse diminue de 0.4% et la masse volumique augmente pour la même pression de 0.3%.

TABEAU 2.1 - Masses volumiques et vitesses calculées (d'après Dandekar, 1968) en fonction des variations des constantes élastiques dues à une augmentation de pression (0-400 MPa). Les trois directions sont indiquées sur la figure 2.1.

P (MPa)	L dir.3 (10 ⁻² m)	L dir.1 (10 ⁻² m)	L dir.2 (10 ⁻² m)	ρ (10 ³ kg/m ³)
0	5	5	5	2.712
20	4.999	5	4.999	2.713
50	4.998	4.999	4.999	2.714
100	4.996	4.999	4.997	2.716
200	4.992	4.997	4.995	2.719
300	4.988	4.996	4.992	2.723
400	4.984	4.995	4.989	2.727

Une autre estimation a été effectuée pour des grès (King, 1965). Il obtient une augmentation de la masse volumique de 0.6% à 100 MPa .

On remarque que ces variations sont faibles et ceci même sur des roches poreuses comme les grès. Elles sont de l'ordre de grandeur de la précision de la mesure et peuvent être négligées.

Reproductibilité des mesures.

Les vitesses mesurées sont reproductibles dans le temps pour les échantillons non compressibles comme le gypse. Ceux-ci n'ont été mesurés que jusqu'à 300 MPa et ils ont subi à cette pression une déformation irréversible. De même, la mesure de plusieurs carottes du même échantillon (dans la même direction) ou d'échantillons similaires provenant du même lieu donne les même résultats.

III Paramètres influençant les vitesses sismiques

III.1 Introduction

Les vitesses sismiques dépendent des propriétés intrinsèques de la roche: lithologie, porosité, métamorphisme. Elles dépendent aussi des conditions *in situ* que l'on s'efforce de reproduire en laboratoire et qui sont des paramètres extrinsèques: pressions, températures, présence de fluides, "manipulables" par l'expérimentation indépendamment de leur réalité géophysique. Leur influence sur les vitesses sismiques est interdépendante.

Dans la mesure où l'échantillonnage est représentatif, cette étude est basée principalement sur les différences lithologiques. Rappelons que les mesures sont effectuées à température ambiante, sur des échantillons secs, pour des pressions allant de la pression atmosphérique à 400 MPa, afin de simuler les conditions d'enfouissement de la roche en profondeur. Dans le chapitre suivant, nous présenterons les résultats des mesures des vitesses en fonction des pressions. Auparavant nous analysons, sur la base de la littérature, l'effet sur les vitesses de l'influence de la variation des paramètres extrinsèques. Comme ils sont fortement liés entre eux, et à la porosité, nous abordons d'abord l'étude de ce facteur.

III.2 Porosité et présence de fluides

Définitions

De façon générale, on peut distinguer la porosité de pore ou interstitielle due à l'arrangement des grains, de la porosité de fissuration, on parle de fissure ou de fracture ("crack" en anglais), due, elle, à des contraintes mécaniques tardives.

De même, on peut distinguer la porosité "connectée" ou efficace qui sera perméable aux fluides (eau, huile, gaz), de l'espace intergranulaire "non connecté", occlus, qui est dépendant de la fabrique et qui n'est pas aisément mesurable sans détruire l'échantillon. Au sens large, la porosité est la porosité efficace, qu'elle soit intrinsèque ou qu'elle résulte de fissures. Les fissures peuvent être orientées suivant une direction préférentielle ou avoir une distribution aléatoire.

Quantitativement, la porosité est définie comme le rapport du volume des vides (V_v)

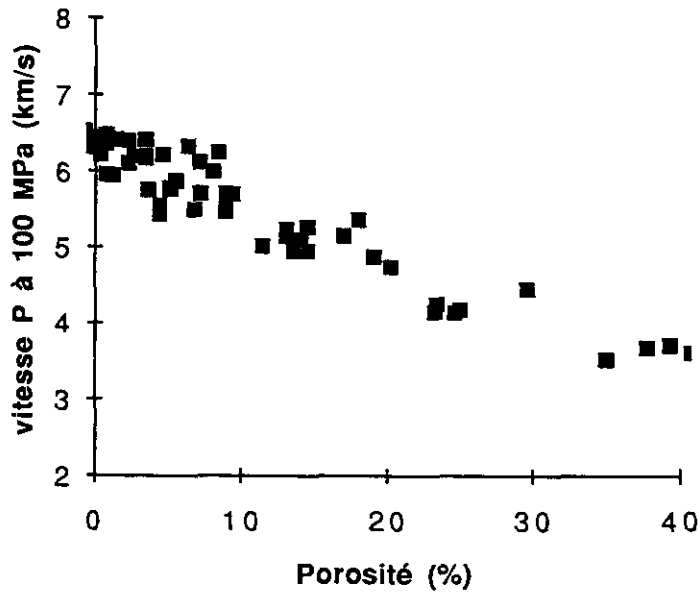


FIGURE 3.1 - Relation entre la porosité (à température et pression ambiante) et la vitesse P (à 100 MPa) d'une série de roches carbonatées (Anselmetti, communication personnelle).

au volume total (V_b).

$$\phi = \frac{V_v}{V_b}$$

Le volume des vides étant la différence entre le volume total, volume brut ou "bulk" (V_b) et le volume du solide, des grains ou de la matrice (V_m).

$$V_v = V_b - V_m$$

La relation entre porosité et vitesse sismique est illustrée, ici, par les résultats obtenus lors de l'étude d'une plate-forme carbonatée (Maiella, Italie, Anselmetti comm. pers.). L'échantillonnage effectué le long de celle-ci, comporte des roches de porosités différentes variant entre 0 et 40% et qui sont représentées en ordonnée sur la figure 3.1.. Les porosités sont mesurées aux conditions ambiantes. En abscisse nous trouvons les vitesses des roches anhydres à la pression de 100 MPa. La vitesse des roches - pourtant dans ce cas déjà compactées - diminue avec l'augmentation de porosité.

Pickett (1963) propose la relation empirique:

$$\frac{I}{V} = A + B\phi$$

Les paramètres A et B dépendent de la roche, A étant relié à la vitesse de la matrice. Le type de porosité, de fissure ou intergranulaire ainsi que la forme des pores interviennent dans cette relation.

Alors que la réduction de la porosité de contact entre les grains est intrinsèque à la

roche et dépend directement de sa microstructure (l'arrangement des grains) et donc de sa lithologie, la fermeture des fissures sous l'action de la pression ne dépend pas uniquement du type de roche

Influence des fluides

L'influence des fluides est importante dans le cas des roches poreuses. Elle a surtout été étudiée dans les recherches liées à la prospection des réservoirs à hydrocarbures et des réservoirs géothermiques. La présence de niveaux de fluides a en général pour effet d'augmenter les vitesses sismiques, mais la vitesse varie en fonction du degré de saturation (voir figure 3.2 d'après Bourbié *et al.*, 1986). A saturation totale, la compressibilité de l'eau rigidifie le matériau. A saturation partielle, au dessous d'un certain seuil, la présence de l'eau n'augmente que la masse volumique du matériau mais n'intervient pas sur le module de compressibilité. La vitesse résultante dépend également de la viscosité du fluide saturant. Ceci pour les ondes P, les ondes S ne se propageant pas dans les fluides.

Pour les roches à porosité intergranulaire, l'influence des fluides et de la porosité sur les vitesses suit la loi de Wyllie (Wyllie *et al.*, 1956):

$$\frac{I}{V} = \frac{\phi}{V_f} + \frac{1-\phi}{V_m}$$

V_f étant la vitesse acoustique du fluide et V_m la vitesse de la matrice.

III.3 Pression

Les roches sont soumises à des contraintes dont la principale est la pression lithostatique. En laboratoire on tente de simuler cette pression par une pression de confinement P_c . La vitesse mesurée en laboratoire augmente avec la pression. Cette augmentation est attribuée (Anderson et Liebermann, 1968) à:

- la diminution de la porosité;
- la fermeture des fissures et des défauts du réseau cristallin;
- l'augmentation du contact mécanique entre les grains.

Pour modéliser la relation entre la vitesse sismique et la pression, des modèles simples, comme un empilement de sphères ont été élaborés (Gassmann, 1951). On se base dans ce cas sur la relation entre les vitesses sismique et la surface en contact entre les grains.

$$V(P) = \left(\frac{3E_s^2 \bar{p}}{8(1-\nu_s^2)^2} \right)^{\frac{1}{6}} \left(\frac{6}{\pi \rho_s} \right)^{\frac{1}{2}} \quad (\text{Duffy et Mindlin, 1957})$$

où E_s , ν_s , ρ_s sont les constantes du grain solide. Deresiewicz (1958) a simplifié cette relation et obtient par approximation:

$$V(P) = cP^{-n} \quad \text{avec } n = \frac{1}{6}.$$

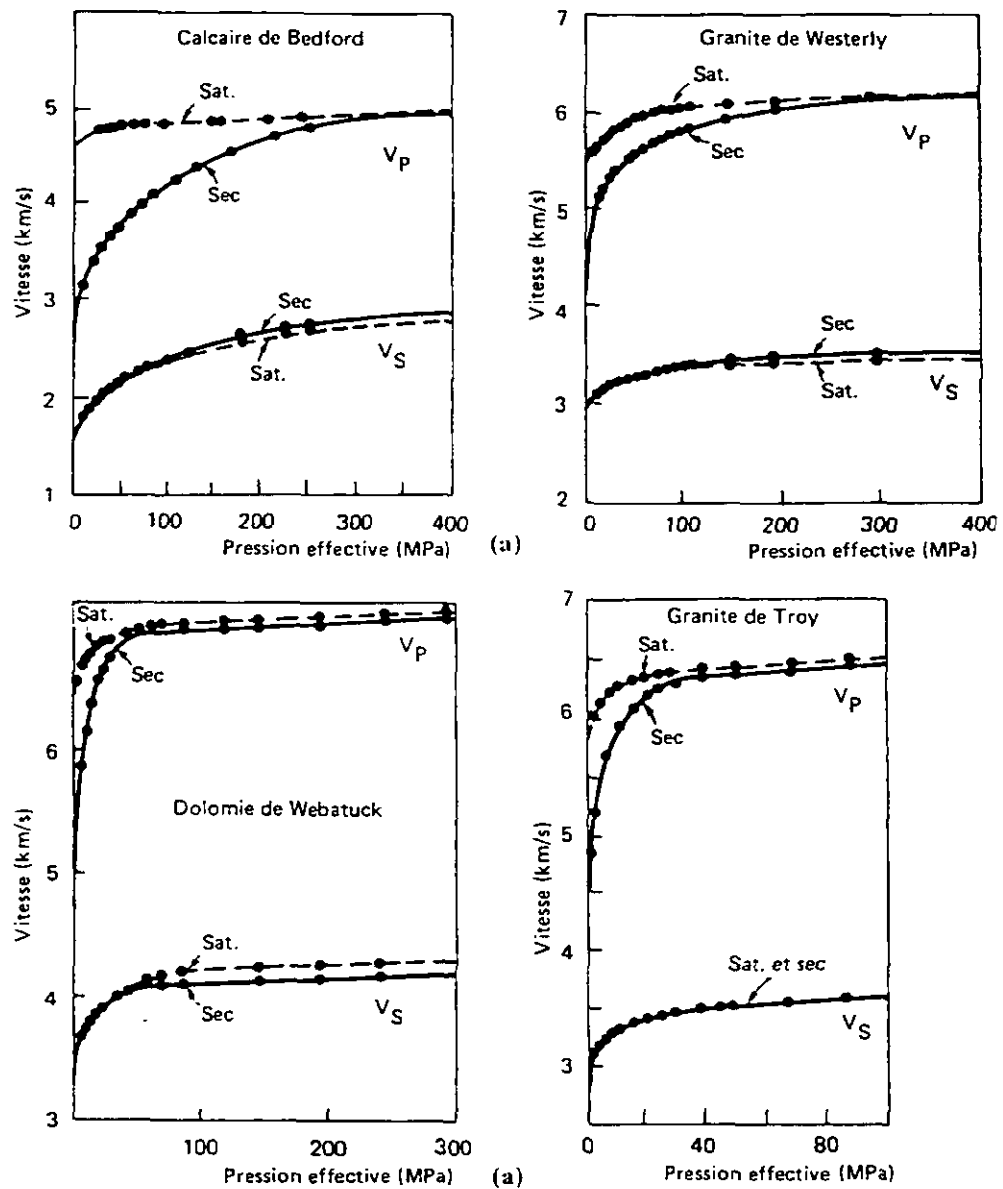


FIGURE 3.2 - Influence de la saturation en eau sur la relation vitesse/pression (d'après Bourbié et al., 1986).

Dans ce cas la vitesse est proportionnelle à P^{-n} .

D'autres essais de modélisation de l'augmentation de la vitesse en fonction de la pression ont été développés. Mentionnons encore la relation:

$$V_p(P) = a + bP + ce^{-dP}$$

développée par Jones (1983) et Freund (1992). Nous l'avons appliquée à nos données et les résultats sont discutés ultérieurement (au chapitre V).

Le taux d'augmentation de la vitesse avec la pression ($\Delta V/V$) dépend fortement de porosité. Il peut être variable pour la même lithologie. Les granites, par exemple, montrent des variations de du taux d'augmentation importantes selon les différentes valeurs de porosités (figure 3.3 d'après Bourbié *et al.* 1986). Notons que les variations de porosités sont inférieures à 0.5%. C'est une porosité de microfissure.

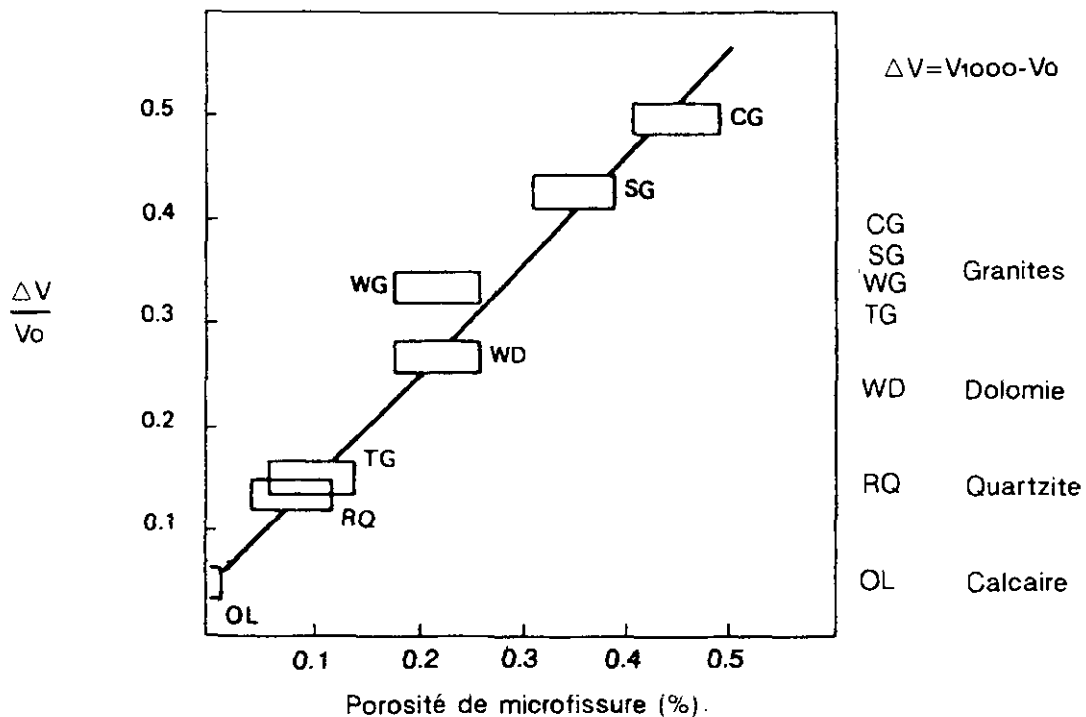


FIGURE 3.3 - Influence de la porosité de microfissure sur le taux d'augmentation de vitesse avec la pression pour différentes roches (d'après Bourbié et al., 1986).

Vitesse "terminale"

A haute pression (au dessus de 100 MPa et jusqu'à 1000 MPa) la vitesse se stabilise, sa valeur dépend des propriétés intrinsèques des minéraux, on parle alors de vitesse asymptotique ou "terminale". Ce sera, par exemple, dans le cas d'un calcaire compact, la vitesse de la calcite qui sera atteinte à partir d'une pression de l'ordre de 200 MPa. La figure 3.4a est une illustration de ce comportement dans le cas d'une argilite **hm10**. Les roches riches en argiles présentent un comportement différent dans la direction perpen-

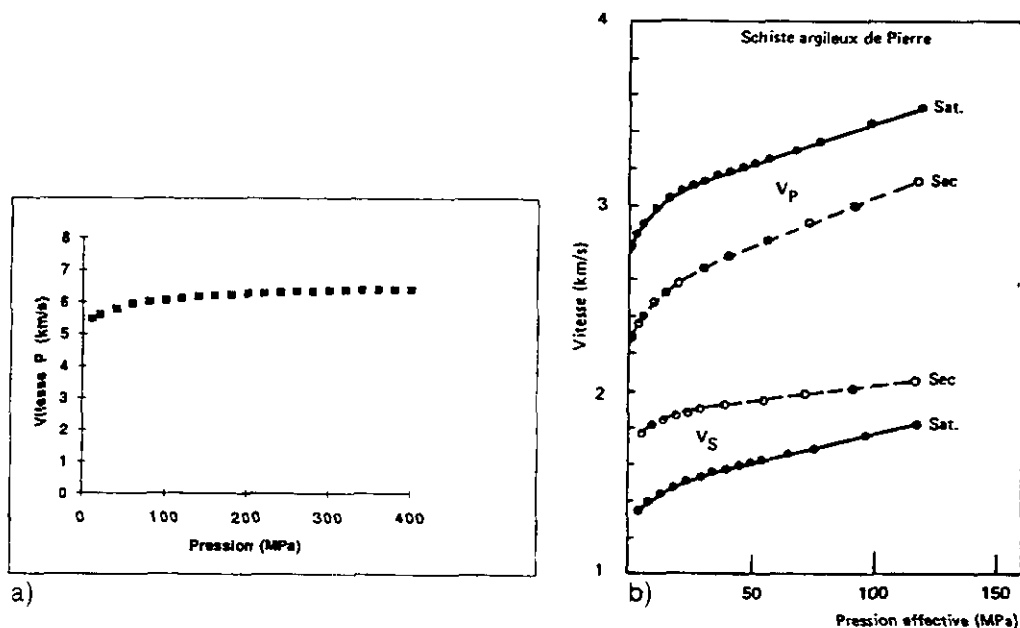


FIGURE 3.4 - Evolution de la vitesse-P de roches argileuses selon la pression (a: échantillon hm10 et b: d'après Bourbié *et al.*, 1986).

diculaire à la foliation (voir figure 3.4b Bourbié *et al.*, 1986). La vitesse augmente sur l'échantillon sec ou saturé avec une pente plus douce mais ne se stabilise pas aux mêmes pressions (jusqu'à 150 MPa). Dans ce cas, en plus de la fermeture des fissures et des pores, il y aurait un arrangement des grains d'argiles avec l'augmentation de pression.

Influence des fluides

En présence de fluide, lorsque les roches sont saturées, elles ont une pression de pore P_p , et dans des conditions "normales", cette pression de pore est égale à la pression hydrostatique. Mais souvent la roche subit une surpression ou une souspression (Fertl, 1976).

La pression effective P_{eff} que subit la roche est égale à la pression de confinement P_c moins la pression de pore P_p :

$$P_{eff} = P_c - aP_p \quad \text{avec } a \approx 1$$

L'augmentation de la vitesse en fonction de la pression effective dépend non seulement du type de roche, mais aussi de la porosité et de la saturation en fluide. Sur les échantillons saturés, la compressibilité est diminuée et cette augmentation est moindre (figure 3.2). On constate également que la différence de vitesse entre vitesse "sèche" et vitesse saturée diminue avec l'augmentation de pression.

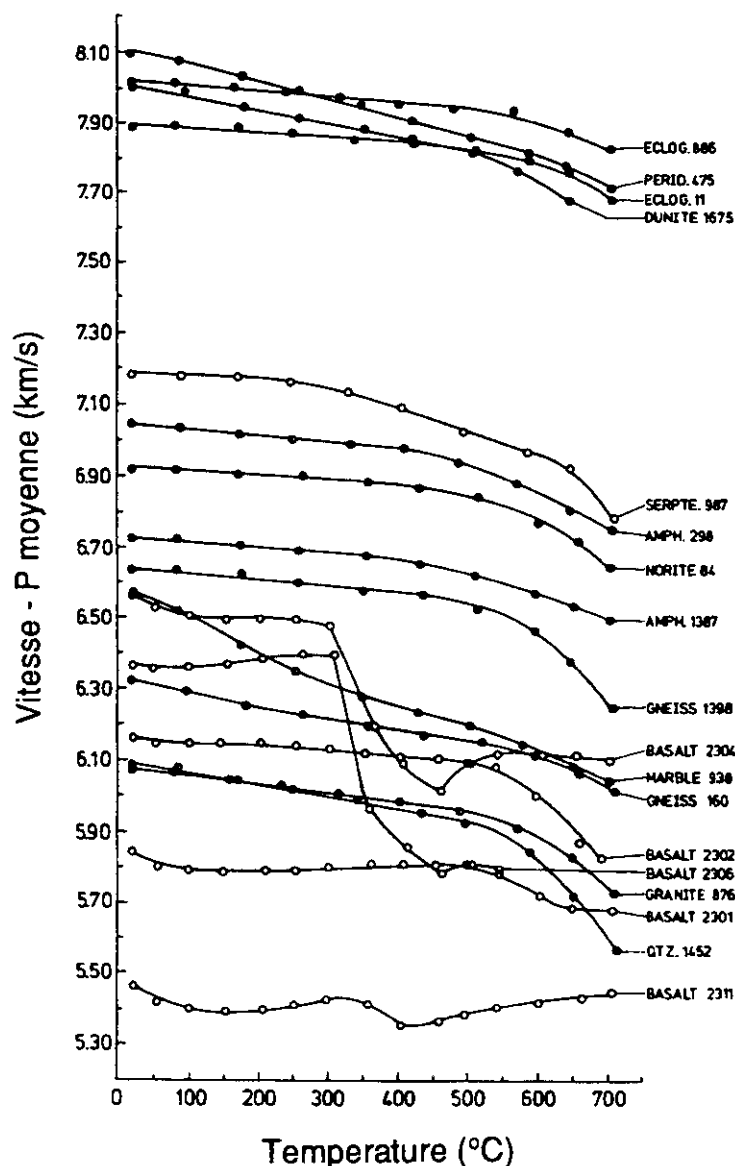


FIGURE 3.5 - Effet de l'augmentation de température sur les vitesses-P à 600 MPa (d'après Kern, 1982).

III.4 Variation de la vitesse avec la température

La vitesse décroît avec l'augmentation de la température (Kern et Fakhimi, 1975; Christensen, 1979; Nur, 1982). Cette décroissance dépend du type de lithologie. Dans le cas des roches anhydres et jusque vers 400°, la vitesse varie peu avec la température; par exemple, la vitesse du quartz diminue de 0.5% pour une augmentation de la température de 100°C (Carmichael, 1982). Pour les roches de faible porosité (granite, gabbro), les roches métamorphique et plutonique (Kern, 1982), la diminution reste linéaire jusque vers 400°, la diminution de vitesse est inférieure à 5% pour une augmentation de 100°C (Kern 1982), voir figure 3.5. Cette décroissance présente, à partir d'une certaine température, un palier qui varie en fonction du type de roche et des pressions subies. Mais ce palier ne

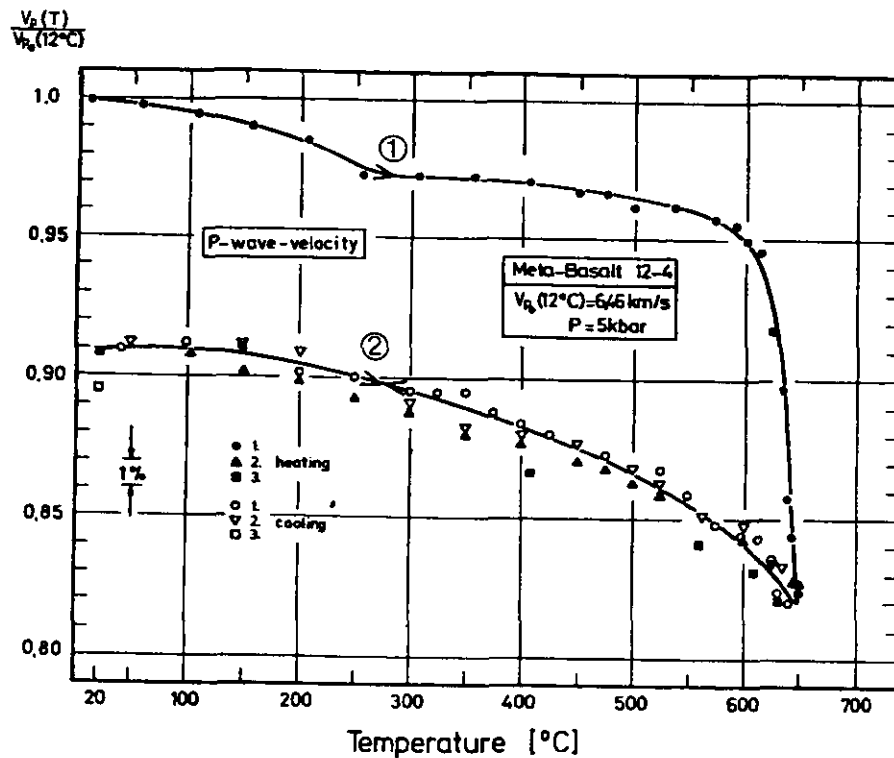


FIGURE 3.6 - Effet d'une transition de phase, provoquée par l'augmentation de température (rapportée à une vitesse ambiante de 12°C), sur la vitesse-P à 500 MPa (d'après Burkhardt *et al.*, 1982).

se présente pas avant 400° environ pour la majorité des roches crustales. Passé un seuil critique de température qui engendre des transitions de phase, la vitesse chute brusquement. Dans ce cas on peut considérer que la lithologie est transformée et l'effet sur la vitesse devient irréversible (voir figure 3.6) (Burkhardt *et al.*, 1982). Dans le cas de certaines roches, comme les basaltes, ce seuil se présente déjà vers 200°, ce serait dû la réaction de certains minéraux vitreux et à une forme de porosité différente. A sec et à température ambiante les pores ne se ferment pas mais l'action de la température accélère la fermeture des pores et de ce fait augmente la vitesse. Est-ce que ce comportement se présente également pour les argilites? Selon le peu de données dont on dispose (jusqu'à 300°), cela n'apparaît pas. Il n'y a également que peu de données disponibles sur les roches carbonatées et pas du tout sur les dolomies.

Influence des fluides

La température affecte les vitesses sismiques essentiellement au travers du fluide saturant. La variation de viscosité du liquide saturant fait varier sensiblement les vitesses (Nur, 1982). Les changements de phase du fluide saturant (vapeur-eau-glace) provoquent une variation brutale de la vitesse.

III.5 Conclusion

A pression constante et température constante, la vitesse diminue avec l'augmentation de la porosité dans la roche; elle augmente avec la saturation en fluide et avec sa viscosité. Cet effet est fortement atténué à haute pression, vers 200 MPa.

La vitesse croît avec la pression. L'augmentation est d'abord rapide, puis elle se stabilise à une vitesse "terminale". Cette augmentation est due, à basse pression, principalement à la fermeture des pores et fissures et à haute pression, elle dépend surtout des propriétés intrinsèques des cristaux.

Le rôle de la température est faible sur des roches anhydres, l'effet est linéaire et faible (moins de 5%) jusqu'à environ 400°, puis il y a une baisse de vitesse abrupte qui peut atteindre 20% suivant les lithologies. Par contre, sur les roches saturées, les changements affectant les propriétés du fluide se répercutent sur les vitesses sismiques.

Nous verrons au chapitre suivant (IV) que les roches prises en compte dans notre recherche sont de faible porosité, l'influence des fluides, au travers de la porosité, sur les vitesses peut être tenue pour négligeable. Mais nous n'excluons pas l'éventualité que des zones de fluide soient présentes dans des fissures en profondeur mais là, leur influence ne peut pas être suffisamment appréciée. Bien que l'on s'intéresse à des profondeurs allant jusqu'à environ 12 km, en l'absence d'un gradient de température anormal, les températures n'atteignent pas le seuil critique qui se présente vers 400°. Donc ces effets, excepté la pression, sont mineurs, et nous verrons que l'on peut dans la plupart des cas, négliger la température, sans que cela modifie sensiblement nos résultats. En ce qui concerne les relations vitesse/pression, elles seront détaillées aux chapitres V et VI.

IV Analyse des données

IV.1 Introduction

IV.1.1 Description de l'échantillonnage

Les échantillons proviennent de différentes unités géologiques des Alpes. La sélection a été faite pour recouvrir, dans la mesure du possible, les lithologies caractéristiques le long des profils sismique alpins PNR20-Est et Ouest, qui seront abordés en détails dans la seconde partie. Malheureusement certaines ne sont pas accessibles ou ne se prêtent pas au carottage. Les échantillons sont pris pour la plupart sur des affleurements et sont choisis non altérés. Les lithologies échantillonnées sont des gypses, argilites, grès, calcaires, dolomies, marbres et schistes, granites, porphyres, gneiss, amphibolites, prasinites, métagabbros, serpentinites. Les roches, comme les argilites et les schistes, sont difficiles à échantillonner car elles sont fragiles, d'autres, comme les roches basiques, sont très compactes et difficiles à extraire d'affleurements.

Nous pourrions les classer par rapport à des caractéristiques pétrographiques: sédimentaires, ignées, métamorphiques. Mais les roches alpines présentent toutes un métamorphisme, même faible, les sédiments sont plutôt des méta-sédiments au minimum du faciès de l'anchizone. Une autre classification peut partir de la composition en minéraux dominants: quartz, carbonates, micas, minéraux argileux...

Nous avons cependant choisi de les classer selon un critère qui tient compte des entités réelles sur le terrain:

- A - les roches d'âge paléozoïque ou plus vieilles, qui forment le socle cristallin (granitoïdes, gneiss)
- B - des sédiments plus ou moins métamorphisés: gypse, argilites, grès, calcaires, dolomies, mais aussi quartzites, schistes, marbres
- C - les roches basiques et ultrabasiques: prasinites, amphibolites, métagabbro, serpentinites.

La différenciation minéralogique sera, de toute façon, mise en évidence dans chaque groupe car elle recoupe les paramètres étudiés (masses volumiques et vitesses).

IV.1.2 Propriétés générales

Lorsque l'on consulte les tables faisant référence aux masses volumiques mais surtout aux vitesses sismiques, on s'aperçoit que les gammes de valeurs pour les vitesses par exemple, sont très larges (Kobranova, 1989; Lavergne, 1986; Christensen, 1982). Au sein d'une même lithologie, la vitesse peut varier sensiblement suivant les différences de composition et de porosité. Un granite des Alpes aura le même ordre de grandeur qu'un granite d'une autre région géologique à 10% près. Et pour d'autres lithologies, les calcaires par exemple, la variation est encore plus importante. Un calcaire de la nappe de Morcles est très différent d'un calcaire de Maiella qui présente une large gamme de vitesses, comme nous l'avons vu au chapitre précédent sur la porosité. Les mesures au niveau "régional" sont importantes.

Les masses volumiques et les vitesses des roches sont décrites en fonction des différentes lithologies. Le tableau 4.1 présente la description de chaque type de roche, la lithologie, la texture en lame mince et la composition minéralogique; le faciès métamorphique est aussi indiqué. L'analyse des lames minces a été effectuée par différents géologues dont les noms sont indiqués dans les remarques. On trouvera en annexe une description détaillée des lames minces, avec photos, dans les trois directions perpendiculaires, pour une sélection des échantillons.

Les propriétés physiques des roches (masses volumiques et vitesses) sont décrites de manière globale dans un premier temps, ensuite nous détaillerons les lithologies. Le nombre d'échantillons par lithologie est variable et permet, dans certains cas, l'analyse en fonction des minéraux constitutifs et en fonction de la structure (texture et métamorphisme). Sur le tableau 4.2 sont indiquées les masses volumiques et les vitesses d'onde de compression pour les minéraux majeurs d'après Christensen (1982). Pour analyser les fluctuations des propriétés physiques en fonction des différentes lithologies, on pourra se référer à ces valeurs.

Tableau 4.1. Description de la lithologie, de la texture en lame mince avec indication de la composition minéralogique et du faciès métamorphique des échantillons étudiés.

Lithologie		Texture en lame mince	Composition minéralogique			Faciès métamorphique	
Porphyres et Granites			(qz+fel)%	ml%	divers		
pf10	Porphyre quartzitique	1 grano (+ml) 2 grano (+ml) 3 grano	80	20			
pf16	Porphyre mylonitique	1 grano (non or.) 2 nemato/lepid 3 nemato/lepid	80	20	sp,ep,op		
hm3	Microgranite	1 phenoblastic non or. 2 id. 3 id.	80			schiste-vert	
hm5	Granite	1 grano non or. 2 quartz or. 3 quartz or.	85	15		schiste-vert	
hm6	Granite	1 non or. 2 quartz or. 3 quartz or.	90	10cl		schiste-vert	
pf12	Granite	1 non or. 2 grano 3 grano	95	t	am,ep,gr		
Gneiss			(qz+fel)%	ml%	divers		
ba15	Gneiss amphibolitique	1 or. nemato 2 or. 3 non or.	55	15cl	35 am,5op,gr	amphibolite	
hm4	Gneiss	1 lepid 2 nemato 3 qz or.	75	25		amphibolite	
hm7	Gneiss	1 lepid 2 lepid 3 non or.	85	15+cl			
pf17	Gneiss mylonitique	1 grano 2 nemato 3 nemato	85	10	sp,cl		
pf2		1 grano 2 grano/lepid 3 grano/lepid	85	10	5ep,sp,op		
pf3	Gneiss oeilé mylonitique	1 grano or. 2 grano or. 3 grano or.	40	40	15ep,op,gr		
pf7	Gneiss oeilé	1 grano 2 grano or. 3 grano or.	85	15	sp,op,cl		
pf9	Gneiss à chlorite-muscovite	1 non or. 2 grano 3 grano or.	50	30	10cl,5gr,2op		
st1	Gneiss granodioritique	1 non or. (+ep) 2 grano 3 grano	90	10		amphibolite	
st11	Gneiss oeilé	1 grano or. 2 grano/lepid 3 grano/lepid	75	20	sp,op	amphibolite	
st23	Paragneiss	1 grano 2 grano/lepid 3 grano/lepid	80	20	10sp,10p	schiste-vert	
st4	Paragneiss	1 non or. 2 grano 3 grano	90	5		amphibolite	
st8	Paragneiss	1 grano 2 grano/lepid 3 grano/lepid	89	10	ep	amphibolite	
Gypse			qz	ca	op%	divers	
ba2	Gypse	1 gran. var. or. pref. 2 non or. 3 pl cristal	3	2	95		
Argilites			(qz+fel)%	ca%	ml%	arg%	divers
ba3	Argilite	1 or.(sch) 2 or.(sch) 3 non or.	2		2	95	prehnite-pumpellyite
hm10	Argilite	1 schist. 2 schist. 3 schist.	5	t	5	90	prehnite-pumpellyite
hm11	Argilite	1 schist. 2 schist. 3 schist.	10	t	10	80	prehnite-pumpellyite

Tableau 4.1 (suite). Description de la lithologie, de la texture en lame mince avec indication de la composition minéralogique et du faciès métamorphique des échantillons étudiés.

<u>Lithologie</u>	<u>Texture en lame mince</u>	<u>Composition minéralogique</u>					<u>Faciès métamorphique</u>
Grès et Conglomérat		(qz+fel)%	ca%	mi%	op%	divers	
ba10 Arkose grès	1 or. gran. var. 2 id. 3 or. (fractures)	80		20			
ba11 Arkose	1 or. 2 or. 3 f or.	80		20			
ba12 Quartzite massif arkosique	1 or. microgranulaire 2 or. 3 or. (ml)	80				20cl	schiste-vert
ba13 Quartzite schisteux	1 cl or. (kinkbands) 2 or. qz microgran. 3 or.	55	5	35		5op	
ba4 Grès calcique schisteux	1 gran. var. or. 2 sch. 3 non or. mica pl.	50	40	5		5 arg,cl	
ba6 Grès arkosique	1 or. sch. 2 or. sch. 3 gran. non or. (qz)	60	30	10		op	
ba9 Grès schisteux	1 or. 2 or. 3 microgranulaire non or.	55	15	30		oxfe	prehnite-pumpellyite
hm1 Grès	1 granoblastic non or. 2 id. 3 id.	95		5			anchizone
st10 Schiste noir	1 grano 2 grano/lepid 3 grano/lepid	20	50	20		10gr	schiste-vert
st2 Calcschiste quartzitique	1 non or. (+ca) 2 grano 3 grano	70	20	2		op,sp	schiste-vert
st3 Calcschiste quartzitique	1 grano (-mi) 2 grano/lepid 3 grano/lepid	40	30	30		op,sp	schiste-vert
hm2 Conglomérat	1 non or. 2 id. 3 id.	70		30			anchizone
Calcaires		(qz+fel)%	ca%	mi%		divers	
ba5 Calcaire spathique gréseux	1 or. (oxfe) 2 or. 3 or. (ca+arg)	20	70			5oxfe, arg	
ba7 Marbre	1 non or. 2 non or. 3 non or. (macro or.)	2	96	2			
hm12 Calcaire micritique	1 -or. 2 or. 3 or.		100				prehnite-pumpellyite
hm8 Calcaire micritique	1 or. 2 or. 3 or.		99				schiste-vert
hm9 Calcaire bioclastique	1 non or. 2 or. 3 or.	2	98				schiste-vert
pt13 Marbre	1 grano 2 grano/lepid 3 grano/lepid	20	75	5	5	5op	
pt4 Marbre mésozoïque	1 fined grained 2 fined grained 3 fined grained	x	y	z		op	
pt5 Calcaire jurassique	1 non or. (+ca) 2 grano 3 grano		99				
pt6 Calcaire jurassique	1 grano (-mi) 2 grano/lepid 3 grano/lepid		99				
st9 Marbre quartzitique	1 grano or. 2 grano or. 3 grano or.	25	75			op	schiste-vert?
Dolomies		(qz+fel)%	do%	mi%		divers	
ba1 Dolomie	1 micro granulaire non 2 or. (fracturation) 3 id. (microfossiles)	5	95			oxfe, arg	
pt15 Dolomie	1 grano 2 grano/lepid 3 grano/lepid		98				

Tableau 4.1 (suite). Description de la lithologie, de la texture en lame mince avec indication de la composition minéralogique et du faciès métamorphique des échantillons étudiés.

Lithologie		Texture en lame mince	Composition minéralogique				Faciès métamorphique
Dolomies			(qz+fel)%	do%	mi%	divers	
st21	Marbre dolomitique	1 non or. 2 grano 3 grano or.		90	5	3am,op,cl	schiste-vert
st22	Marbre dolomitique	1 grano (+mi) 2 grano (+mi) 3 grano		98	2		schiste-vert
pf15	Dolomie	1 grano 2 grano/lepidolite 3 grano/lepidolite		98			
pf8	Marbre dolomitique triassique	1 non or. (+ep) 2 grano 3 grano	t	98			
st12	Dolomie	1 fine grained 2 fine grained 3 fine grained	t	98			schiste-vert
st20	Marbre dolomitique	1 grano 2 grano or. 3 grano or.		95	5		schiste-vert
Amphibolites			(qz+fel)%	am%	mi%	ep%	divers
ba16	Amphibolite	1 or. lepidolite 2 or. lepidolite 3 or. +fn nemato	30	60		15	2sp,op
st13	Amphibolite	1 grano/nemato 2 nemato 3 nemato	20	30		20	20cl,sp,op
st14	Amphibolite	1 grano/nemato 2 nemato/lepidolite 3 nemato/lepidolite	15	45	5	t	15cl,sp,op
st17	Amphibolite	1 nemato 2 peucilo (-mi) 3 nemato/peucilo	30	30		10	15cl,sp,op
st15	Amphibolite	1 grano (non or.) 2 nemato/lepidolite 3 nemato/lepidolite	15	40	25		gr,op
st18	Amphibolite	1 grano 2 nemato 3 nemato	30	60	t	10	sp,op
st17	Amphibolite	1 grano/nemato 2 nemato 3 nemato	45	45	5	5	op,gr
Serpentinites			ser%				divers
st15	Serpentinite	1 lepidolite (less or.) 2 lepidolite 3 lepidolite (sch.)	95				px,am,mg
st16	Serpentinite	1 lepidolite 2 lepidolite 3 lepidolite	98				px,mg
Metagabbros				am%	mi%	pl%	divers
st18	Metagabbro	1 grano non or. 2 nemato/grano 3 nemato/grano		40	t	50	px,ep,op
st19	Métagabbro éclogitique	1 non or. 2 non or. 3 non or.	30		10	30gr	op,ep,ru

am: amphibole

arg: minéraux argileux

ca: calcite

cl: chlorite

do: dolomie

ep: épidote

fel: feldspath

gp: gypse

gr: grenat

mi: mica

mg: magnetite

omp: omphacite

op: opaques

oxfe: oxydes de fer

pl: plagioclase

px: pyroxene

qz: quartz

ru: rutile

ser: serpentinite (antigorite)

sp: sphène

or.: orienté

sch.: schistosité

t: traces

(+mi): plus de mica sur la lame

(-mi): moins de mica sur la lame

grano: granoblastique

lepidolite: lépidoblastique

nemato: nématoblastique

peucilo: peuciloblastique

phéno: phénoblastique

Géologues ayant observé les lames minces

ba: A.Droux / T. Basset

hm: J.-L. Epard

pf: A.-M. Mayerat

st: O. Piskin / P. Kunz

TABEAU 4.2 - Masses volumiques et vitesses des principaux minéraux.

Minéral	ρ Masse volumique (10^3 kg/m^3)	V_m Vitesse P moyenne (km/s)
K-feldspaths	2.54 - 2.57	5.56 - 5.91
quartz	2.65	6.05
plagioclase	2.61 - 2.69	6.07 - 6.70
mica blanc	2.79	5.78
mica noir	2.8 - 3.05	5.26 - 5.55
calcite	2.71	6.53
amphibolite	3.12 - 3.15	6.81 - 7.04
épidote	3.4	7.43
grenat	3.60 - 4.24	8.48 - 8.72

valeurs tirées de Christensen (1982).

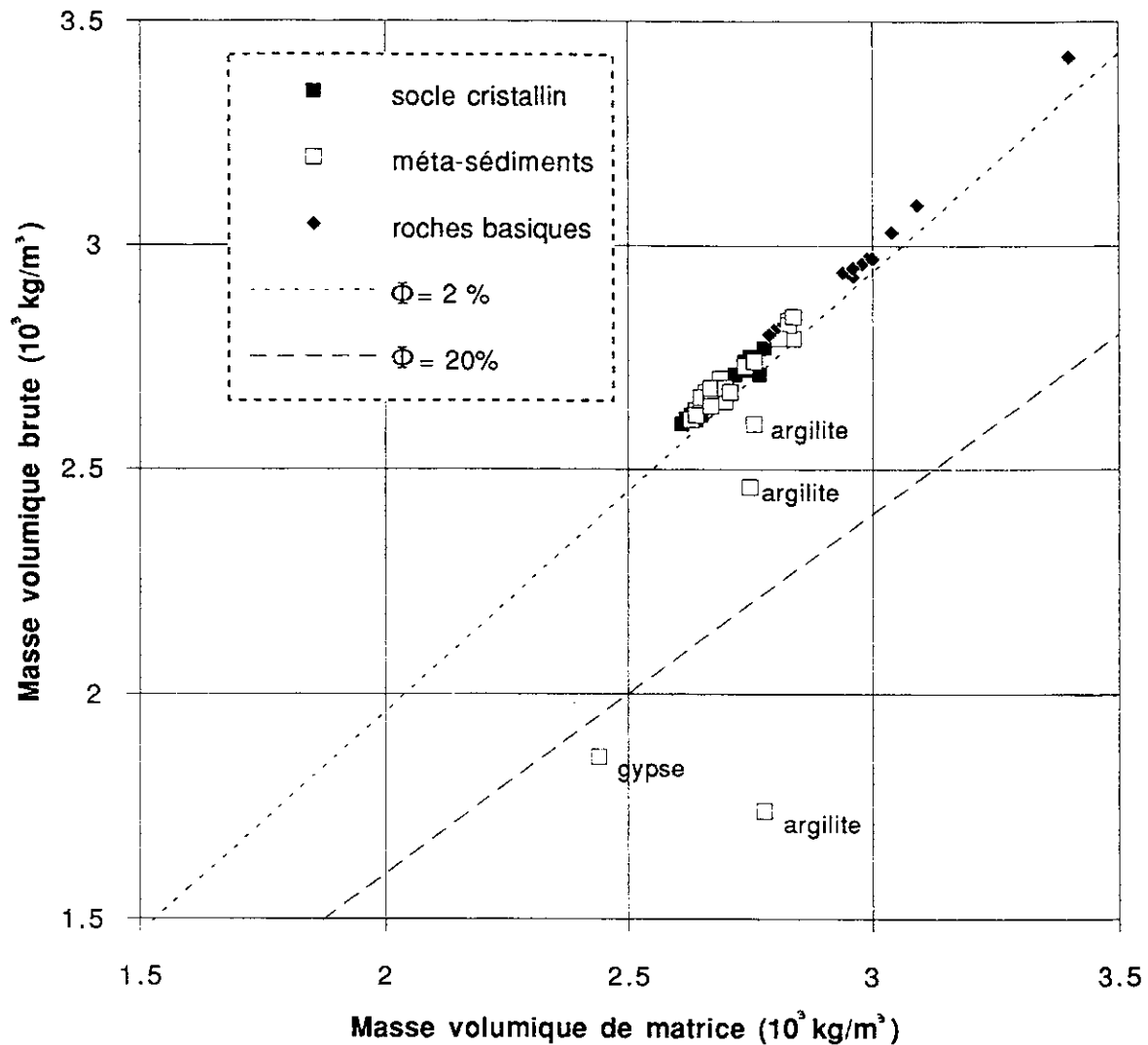


FIGURE 4.1 - Masses volumiques brutes des échantillons étudiés, en fonction des masses volumiques de matrice. Les lignes en pointillés représentent les valeurs d'iso-porosité.

IV.1.3 Comparaison des masses volumiques brutes et de matrice

La détermination des masses volumiques est déjà décrite au chapitre sur les mesures expérimentales. On a mesuré les masses volumiques de matrice ρ_m et les masses volumiques brutes ρ_b . Les valeurs moyennes sur les trois spécimens d'un échantillon, sont récapitulées en annexe sur le tableau A.3.

Sur un graphe (figure 4.1) où l'on a reporté la masse volumique brute en fonction de la masse volumique de matrice, la droite de pente 1, passant par l'origine d'équation:

$$\rho_b = \rho_m$$

représente une porosité nulle. On peut voir que les valeurs se distribuent presque toutes le long de cette droite. La distance D à cette droite donne une indication de la porosité.

En effet, comme

$$\phi = V_b - \frac{V_m}{V_b}$$

et
$$D = \frac{\sqrt{2}}{2} (\rho_m - \rho_b)$$

alors
$$\phi = \frac{D}{\frac{\sqrt{2}}{2} \rho_m}$$

Sur le graphe, on a représenté à titre indicatif en pointillés les courbes “d’iso-porosité” de 2% et 20%. En général, sauf pour le gypse et les argilites, les roches présentées ont une porosité très faible qui est inférieure à 2%. Elle tombe, pour la majorité des roches, à moins de 1%, ce qui est de l’ordre de grandeur de la précision de la mesure.

Une particularité notable des échantillons est que les roches d’origine sédimentaire, comme les calcaires et les dolomies et même les gr  s qui sont en général très poreux, ne présentent ici pas de porosité. L’explication de cette particularité est qu’on se trouve en présence de méta-sédiments qui ont subi, au minimum, un métamorphisme de faciès anchizone.

La faible porosité des échantillons a pour conséquence que la masse volumique est directement dépendante des minéraux constituant la roche. Pour étudier la variation de cette masse volumique en fonction des minéraux constitutants, nous allons utiliser dorénavant, sauf spécifié explicitement, la masse volumique de matrice ρ_m apparente, laquelle, rappelons-le, ne tient compte que de la porosité occluse, et pas de la porosité connectée.

IV.2 Masses volumiques en fonction des lithologies

La gamme des masses volumiques des roches échantillonnées s’étend de 2.6 à $3.1 \cdot 10^3 \text{ kg/m}^3$ (figure 4.2) excepté deux valeurs extrêmes, le gypse ($2.43 \cdot 10^3 \text{ kg/m}^3$) et le métagabbro éclogitique ($3.4 \cdot 10^3 \text{ kg/m}^3$). La distribution des masses volumiques en fonction des lithologies fait ressortir que les roches riches en quartz et feldspath ont les plus faibles valeurs de masse volumique: gr  s, conglomérats et granites. Les gneiss, quant à eux, présentent une large gamme de masse volumique, de 2.6 à $2.8 \cdot 10^3 \text{ kg/m}^3$ et nous regarderons plus en détail leur composition. Parmi les roches carbonatées, les calcaires font aussi partie des roches avec de faibles masses volumiques, autour de $2.7 \cdot 10^3 \text{ kg/m}^3$, tandis que les dolomies ont des masses volumiques légèrement supérieures à $2.8 \cdot 10^3 \text{ kg/m}^3$. Ce sont des valeurs élevées de masse volumique, du même ordre de grandeur que les roches basiques. Par ordre croissant, entre 2.8 et $3.1 \cdot 10^3 \text{ kg/m}^3$, nous trouvons les serpentinites, les prasinites et les amphibolites, puis les métagabbros.

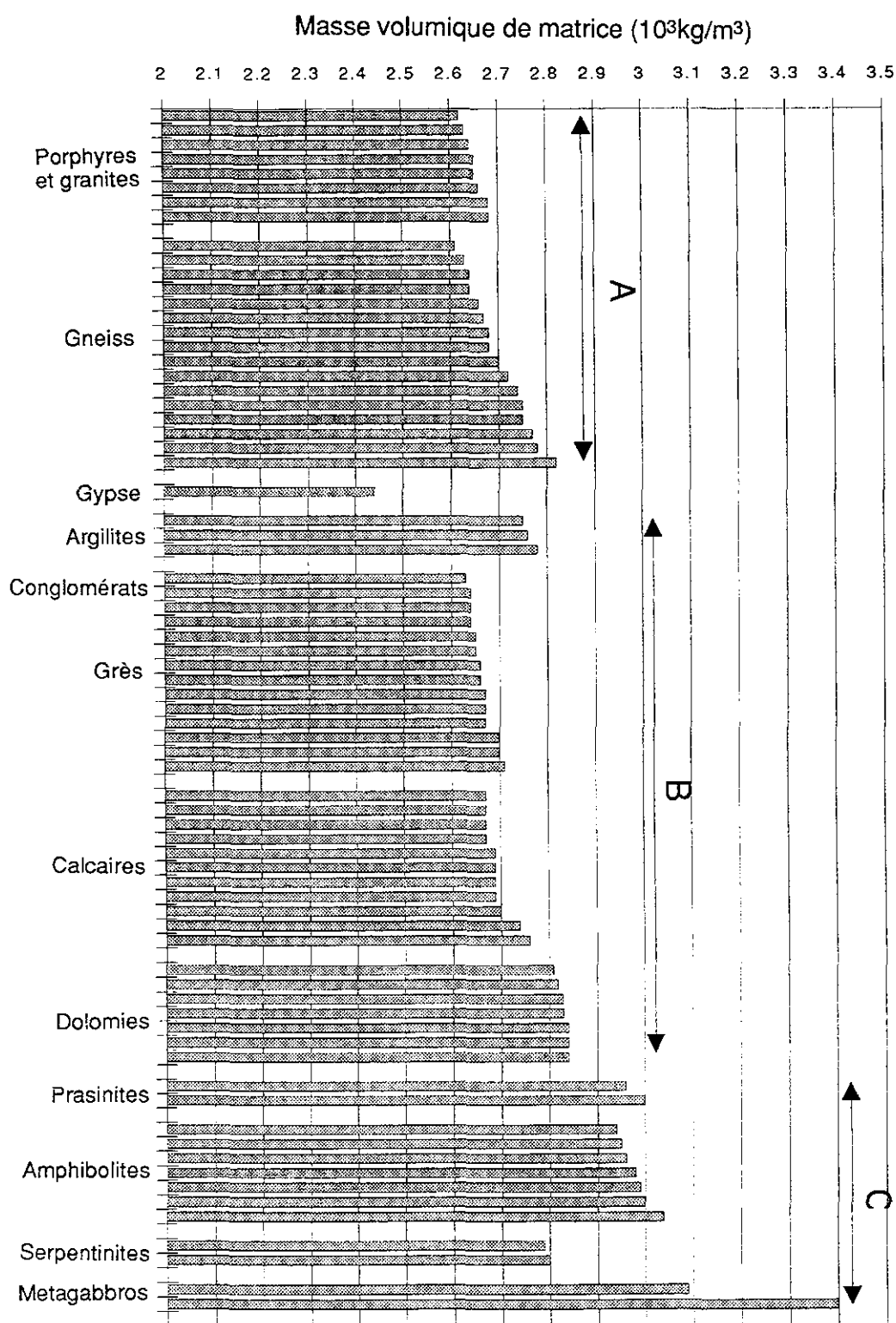


FIGURE 4.2 - Masses volumiques de matrices en fonction des différentes lithologies. A représente le socle, B les méta-sédiments, C les roches basiques.

IV.2.1 Le socle cristallin (A)

a. Les granites et porphyres

Les granites proviennent des massifs de l'Aar et des Aiguilles-Rouges. Ils sont plus ou moins déformés et schisteux. Les porphyres proviennent de la nappe de Surretta. Ce sont deux spécimens de composition équivalente mais l'un est mylonitique. Les masses volumiques pour l'ensemble des échantillons varient de 2.64 à $2.68 \cdot 10^3 \text{ kg/m}^3$.

b. Les gneiss

Les gneiss sont les plus représentés, mais c'est aussi une lithologie très diverse. Ils ont subi, pour la plupart, les conditions du faciès métamorphique des amphibolites. On trouve dans l'échantillonnage des variations de composition, comme entre les paragneiss et orthogneiss, mais aussi des variations du degré de déformation. Leur composition est variable: ils contiennent entre 40 et 90% de quartz et feldspath, jusqu'à 40% de mica (comme constituants principaux) ainsi que du sphène, de l'épidote et des minéraux opaques comme minéraux accessoires. Signalons que l'échantillon **ba15** contient 35% d'amphiboles avec peu de quartz/plagioclase.

TABEAU 4.3 - Masses volumiques des gneiss en fonction de la teneur croissante en quartz et feldspath.

	ρ_m	(qz+fel) %	mi %	divers %
st1	2.61	90	10	-
st4	2.63	90	5	5ca
pf2	2.64	85	10	5ep,sp,op
st8	2.64	89	10	ep
pf17	2.67	85	10	sp,cl
st11	2.68	75	20	sp,op
pf7	2.70	85	15	sp,op,cl
hm7	2.72	85	15+cl	-
hm4	2.74	75	25	-
st23	2.75	60	20	10sp,10 op
ba15	2.77	55	15cl	35 am,5 op,gr
pf9	2.78	50	30	10cl,5gr,2 op
pf3	2.82	40	40	15 ep,op,gr

Les masses volumiques de matrice varient entre 2.61 et $2.82 \cdot 10^3 \text{ kg/m}^3$ (figure 4.3) avec une masse volumique moyenne de $2.7 \cdot 10^3 \text{ kg/m}^3$. On voit sur le tableau 4.3 que l'accroissement en masse volumique correspond à la diminution du pourcentage de quartz/feldspath et à l'augmentation en minéraux plus denses (grenats, amphiboles, chlorites, sphènes et les minéraux opaques) (voir tableau 4.2).

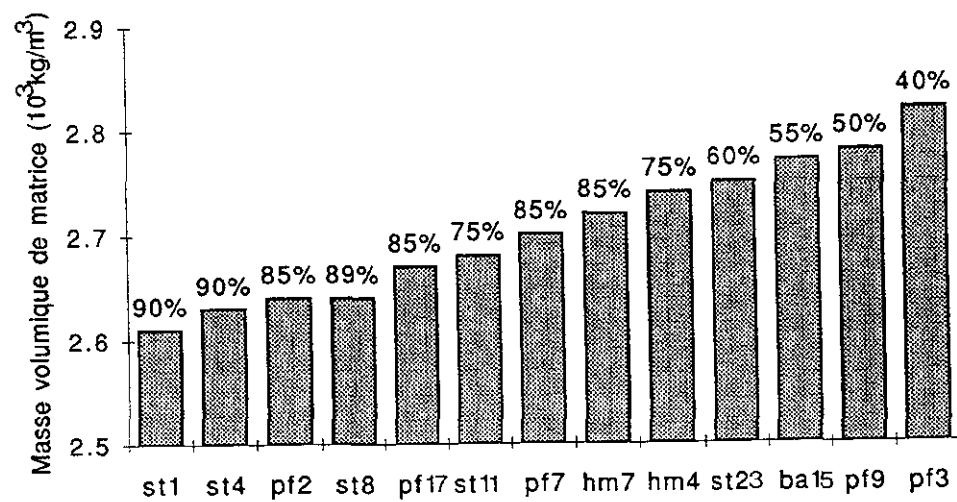


FIGURE 4.3 - Masses volumiques de matrices en fonction de la composition en quartz/feldspath des échantillons de gneiss.

IV.2.2 Roches méta-sédimentaires (B)

Ce sont des sédiments qui ont été métamorphisés pendant l'orogénèse alpine. Le métamorphisme est de l'anchizone-épizone.

a. Gypse

Notre échantillon de gypse contient un faible pourcentage de quartz et calcite (5% environ). Il a une masse volumique de matrice de $2.44 \cdot 10^3 \text{ kg/m}^3$. Il est à noter que la masse volumique d'un gypse "pur" est de $2.30 \cdot 10^3 \text{ kg/m}^3$. Avec une masse volumique brute de $1.86 \cdot 10^3 \text{ kg/m}^3$, il présente une porosité très élevée de 31%.

b. Argilites

Les argilites sont composées de 80 à 95% de minéraux argileux. Elles ont subi un faible degré de métamorphisme (anchizone-épizone). Leurs masses volumiques de matrice vont de 2.75 à $2.78 \cdot 10^3 \text{ kg/m}^3$ suivant la teneur en argiles. Les échantillons **hm10** et **ba3** ont des masses volumiques brutes de $2.60 \cdot 10^3 \text{ kg/m}^3$ et des porosités de 6% en moyenne, contrairement à l'échantillon **hm11** beaucoup plus poreux (12%) avec une masse volumique de matrice de $2.86 \cdot 10^3 \text{ kg/m}^3$.

c. Les grès *sensu lato*

Dans ce groupe sont compris les roches riches en quartz d'origine sédimentaire, les arkoses, les quartzites, les grès calcaires, les grès schisteux et les conglomérats. Ces roches présentent des granulométries et compositions variables; cette dernière s'échelonne, par exemple, pour le quartz entre 50 et 95% (voir tableau 4.2). Les quartzites sont du faciès métamorphique des schistes-verts. Les masses volumiques de matrice varient entre $2.63 \cdot 10^3 \text{ kg/m}^3$ pour un grès arkosique **ba6** et $2.70 \cdot 10^3 \text{ kg/m}^3$ pour un grès schisteux (calcschiste quartzitique **ba13**) avec une moyenne de $2.66 \cdot 10^3 \text{ kg/m}^3$.

Le conglomérat **hm3** présente un faciès métamorphique de l'anchizone. Les lithoclastes sont des quartz et feldspath dont le diamètre varie de 0.5 à 15 mm. Le ciment formé de mica, représente 30% de la roche. La masse volumique est de $2.67 \cdot 10^3 \text{ kg/m}^3$.

d. Calcaires et marbres calcaires

Les calcaires contiennent entre 75% et 100% de calcite, les autres constituants étant quartz et micas. Les masses volumiques de matrice varient entre 2.67 et $2.74 \cdot 10^3 \text{ kg/m}^3$ suivant la composition et la cristallisation. L'échantillon **pf5** a une forte masse volumique pour un calcaire; en lame mince on voit qu'il a des cristaux très imbriqués. Les calcaires "purs", comme le calcaire micritique **hm12**, ont une masse volumique égale à la calcite, $2.71 \cdot 10^3 \text{ kg/m}^3$.

e. Dolomies et marbres dolomitiques

Les dolomies contiennent plus de 95% de dolomite; elles ont des masses volumiques de matrice de 2.81 à $2.84 \cdot 10^3 \text{ kg/m}^3$. Les plus hautes masses volumiques se trouvent parmi les échantillons qui recèlent le plus de dolomites (**st22** et **st12**) ainsi que l'échantillon **st21** contenant de l'amphibole, de la chlorite et des minéraux opaques comme minéraux acces-

soires. On ne peut pas différencier dolomies et marbres dolomitiques, par contre la détermination des masses volumiques permet de faire très distinctement la différence entre calcite et dolomite.

f. Schistes

Nous classons sous le terme de schistes, des roches se situant entre grès, calcaires et marnes, avec une forte structure d'origine tectonique, dont le faciès métamorphique est celui des schistes-verts. L'échantillon de schiste noir, **st10**, contient 50% de calcaire, très peu de quartz (20%) et aussi 20% de mica. Il peut être représentatif d'une marne calcaire gréseuse. Avec sa forte proportion de calcite, il est rattaché aux roches calcaires. D'autres schistes, plus gréseux, ont été classés avec les grès *sensu lato*. L'échantillon **st10** a une masse volumique de $2.76 \cdot 10^3 \text{ kg/m}^3$ influencée par la proportion en grenat qui est de 10% (voir tableau 4.2). Ces roches ont des masses volumiques plus élevées que les grès et calcaires.

IV.2.3 Les roches basiques et ultrabasiques (C)

a. Prasinites

Les prasinites ont des masses volumiques proches de celles des amphibolites (2.96 et $3 \cdot 10^3 \text{ kg/m}^3$) et dont la moyenne est de $2.98 \cdot 10^3 \text{ kg/m}^3$ (avec un échantillonnage de deux spécimens seulement dont l'un, le **pf14**, est une ovardite c.a.d ne contient pas d'amphibole). La faible masse volumique des feldspaths est compensée par la proportion en pyroxène, chlorite et épidote, minéraux ayant des masses volumiques élevées.

b. Amphibolites

Les amphibolites présentent un métamorphisme allant du faciès des schistes-bleus au faciès des granulites. La composition en amphiboles varie de 30 à 60%, en quartz et plagioclase, de 15 à 45%. Ces amphibolites contiennent jusqu'à 25% de mica et 15% d'épidote. Les masses volumiques varient de 2.94 à $3.04 \cdot 10^3 \text{ kg/m}^3$ suivant l'abondance des amphiboles apparemment, et ont une moyenne de $2.98 \cdot 10^3 \text{ kg/m}^3$. L'amphibole a une masse volumique entre 3.10 et $3.20 \cdot 10^3 \text{ kg/m}^3$ (tableau 4.2). Les épidotes, sphènes et grenats sont beaucoup plus denses (masses volumiques supérieures à $3.3 \cdot 10^3 \text{ kg/m}^3$).

c. Serpentinites

Le métamorphisme des serpentinites varie du faciès des schistes-verts à celui des amphibolites; elles contiennent plus de 90% de serpentine, des pyroxènes et de la magnétite. Un des échantillons contient aussi de l'amphibole **st15**. Leur masse volumique est de $2.80 \cdot 10^3 \text{ kg/m}^3$ en moyenne. Alors que pour l'échantillon **st15**, l'écart à la valeur moyenne est de $\pm 0.01 \cdot 10^3 \text{ kg/m}^3$ sur la mesure des trois carottes, l'échantillon **st16** a un écart de $\pm 0.10 \cdot 10^3 \text{ kg/m}^3$. C'est l'échantillon le plus hétérogène de tous. Cela est probablement dû à une concentration locale plus grande en magnétite qui a une masse volumique de $4.2 \cdot 10^3 \text{ kg/m}^3$, beaucoup plus élevée que la serpentine. Une faible variation dans une des carottes peut donc augmenter sensiblement la masse volumique. Cette hétérogénéité se voit déjà sur les lames minces.

d. Métagabbros

Les deux métagabbros sont assez différents. L'un est de faciès métamorphique amphibolite. Il contient 40% d'amphibole et 50% de lawsonite-chlorite, sa masse volumique est de $3.09 \cdot 10^3 \text{ kg/m}^3$. L'autre est du faciès métamorphique des éclogites. Il est composé principalement d'omphacite (30%) et de grenat (30%) avec 10% de mica et autres minéraux accessoires. Il est très dense; il faut noter que sa masse volumique, $3.40 \cdot 10^3 \text{ kg/m}^3$, est dans la gamme des éclogites ($3.2\text{-}3.5$) plus que dans celle des gabbros ($2.7\text{-}3.2 \cdot 10^3 \text{ kg/m}^3$) (Kobranova, 1989).

IV.2.4 Conclusions

1. Il ressort de ce chapitre que pour toutes les roches étudiées, à l'exception du gypse et des argilites, la porosité peut être considérée comme négligeable. Pour appliquer ces données sur le terrain, il ne sera donc pas nécessaire de s'interroger sur la variation de la masse volumique en fonction de la profondeur considérée jusqu'à 12 km.
2. Les gneiss et les métagabbros présentent des compositions minéralogiques diverses ce qui implique une forte dispersion de la masse volumique: on se trouve à la limite de sous-catégories lithologiques. Mais gneiss et métagabbros sont des exceptions (la serpentinite également, mais pour une autre raison). Chaque autre lithologie se caractérise par le faible écart de masse volumique de matrice dû à une composition minéralogique homogène. Le tableau 4.4 en donne les valeurs moyennes.

TABEAU 4.4 - Masses volumiques moyennes pour les différentes lithologies.

lithologie	ρ (10^3 kg/m ³)	ρ min	Dév St.*
		ρ max	Nb. Ech
granitoïdes	2.65	2.62 2.68	0.02 6
gneiss	2.70	2.61 2.82	0.06 17
gypse	2.44		- 1
argilites	2.76	2.74 2.78	- 3
grès	2.66	2.63 2.71	0.03 12
schiste - marneux	2.76		- 1
calcaires	2.69	2.67 2.74	0.02 10
dolomies	2.83	2.81 2.84	0.01 7
prasinite	2.98	2.96 et 3.00	- 2
amphibolite	2.98	2.94 3.04	0.03 7
serpentinite	2.79	2.79 et 2.80	- 2
métagabbro	>3.1	3.09 et 3.40	- 2

IV.3 Vitesses en fonction des lithologies

IV.3.1 Introduction

Nous allons décrire les vitesses moyennes à 400 MPa. A cette pression, pour la plupart des lithologies, les fissures et les pores compressibles sont fermés. On se rapproche de la vitesse terminale (voir chapitre 3) et les vitesses sont uniquement dépendantes de la composition de la roche et de sa structure cristalline.

La distribution des valeurs des vitesses moyennes à 400 MPa en fonction des lithologies est représentée sur la figure 4.4. Rappelons que la vitesse moyenne d'un échantillon résulte des vitesses mesurées dans les trois directions respectivement perpendiculaires (voir chapitre II). Les vitesses extrêmes (minimale et maximale) sont aussi représentées sur ce graphique. Il faut noter que certains échantillons n'ont pas de vitesse dans la direction perpendiculaire à la foliation (la plus basse) qui est indiquée avec un carré gris. Leur valeur moyenne est donc surestimée, s'ils sont anisotropes. La distribution des valeurs de vitesses suit à peu près celle des masses volumiques. Le tableau 4.2 permet de se référer aux valeurs de vitesse des minéraux pour corréler les vitesses des roches avec les vitesses des minéraux constituants principaux. Nous trouvons par ordre croissant en partant des plus faibles valeurs (entre 5.8 et 6.3 km/s) les roches riches en quartz et feldspaths (grès et gneiss); les granites avec des vitesses entre 6 et 6.5 km/s; les calcaires et marbres calcaires qui varient entre 6.2 et 6.7 km/s. Les dolomies et marbres dolomitiques ont les vitesses les plus élevées autour de 7 km/s. Enfin, parmi les roches basiques, on trouve, par ordre croissant, les amphibolites, les prasinites, les serpentinites et les métagabbros, entre 6.3 et 7.8 km/s.

IV.3.2 Le socle cristallin (A)

a. Granites et porphyres

Les porphyres et les granites, de composition minéralogique similaire, ont les mêmes gammes de vitesses, les porphyres ayant des valeurs légèrement inférieures. Les granites présentent des valeurs relativement constantes de vitesse. Celle du granite **pf12**, du massif de l'Aar est rapide: elle atteint 6.6 km/s de vitesse moyenne. On remarque qu'il contient de l'amphibole, de l'épidote et des grenats. Ces minéraux, malgré des vitesses très élevées (tableau 4.2), ne contribuent que dans une faible mesure à augmenter la vitesse sismique résultante de la roche. L'effet sur la vitesse nécessite un seuil, une quantité minimale de minéraux de propriétés différentes, alors que l'influence sur la masse volumique est directement proportionnelle à la composition.

b. Gneiss

Bien que l'éventail des vitesses moyennes soit restreint (voir figure 4.4), les gneiss présentent une large gamme de vitesses dans les trois directions. En effet, elles englobent les

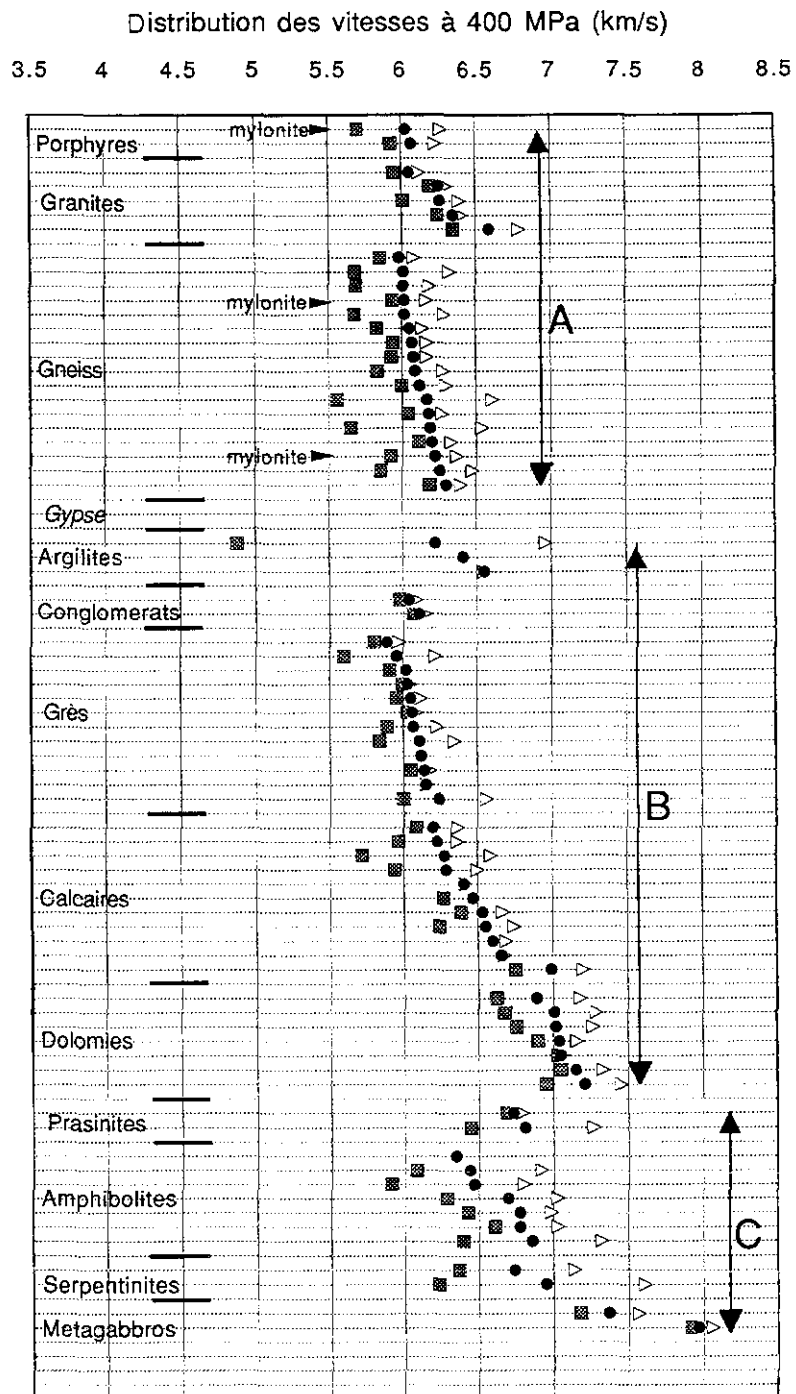


FIGURE 4.4 - Vitesses-P en fonction des différentes lithologies. A représente le socle, B les méta-sédiments, C les roches basiques. Les cercles pleins indiquent les valeurs moyennes, les carrés gris, les vitesses les plus basses (perpendiculaires à la foliation), les triangles blancs, les valeurs les plus hautes. Les flèches indiquent les échantillons mylonitiques.

valeurs des grès et des granites. La déformation entraîne une variation de vitesse importante, sur les vitesses orientées, par contre une faible variation de composition ne modifie que peu la vitesse (exemple **ba15**, **hm7** ou encore **st4**, **st23**).

IV.3.3 Roches méta-sédimentaires (B)

a. Gypse

Seules les carottes dans les directions 2 et 3 étaient disponibles pour l'échantillon de gypse. A cause de sa friabilité il n'était pas possible de monter au-delà de 300 MPa. De plus l'information est superflue car cette pression correspond à des profondeurs trop importantes. Les vitesses du gypse sont très basses par rapport aux vitesses des autres types de roche avec des valeurs de 3.79 km/s à 100 MPa et 4.29 km/s à 400 MPa.

b. Argilites

Les argilites sont des roches difficiles à carotter et un seul échantillon a pu être obtenu dans les trois directions. Pour cet échantillon, la vitesse moyenne est peu représentative car l'écart entre les vitesses est très grand. A 400 MPa, elles sont de 4.88 km/s, 6.83 km/s et 6.96 km/s. Les deux autres échantillons ont des vitesses dans le plan de foliation légèrement inférieure (6.41 et 6.51 km/s à 400 MPa).

c. Grès *sensu lato*

Les vitesses varient entre 5.5 et 6.5 km/s. Les échantillons micacés et schisteux ont des vitesses élevées plus importantes. Sur la figure 4.4, les conglomérats ont des vitesses qui s'insèrent dans la gamme de vitesse des grès. Les deux conglomérats d6 et **hm2** provenant de la même localité, ont des vitesses très semblables, entre 6.0 et 6.1 km/s.

Les vitesses des schistes varient entre 5.7 et 6.6 km/s.

d. Calcaires, dolomies et marbres

Les roches carbonatées étudiées sont peu poreuses, comme on l'a vu dans le chapitre précédent sur les masses volumiques. Les vitesses de ces calcaires sont rapides, proches de la vitesse moyenne de la calcite (6.53 km/s). Les vitesses varient entre 6.0 et 6.7 km/s si l'on considère les trois directions. Les calcaires quartzitiques ont des vitesses plus basses que les calcaires plus "purs" (micrites). Notons un cas particulier, le marbre **pf13**, très rapide (vitesses entre 6.75 et 7.20 et moyenne de 6.99 km/s). Nous avons vérifié qu'il ne contient pas de dolomite qui augmenterait la vitesse, mais on peut voir, en lame mince, que les cristaux de calcites sont très imbriqués entre eux. Il faut noter que cela reste dans les limites plausibles puisque les valeurs extrêmes de la calcite sont de 7.35 km/s et 5.54 km/s.

Les dolomies et marbres dolomitiques ont des vitesses élevées entre 6.6 et 7.5 km/s. Il n'apparaît pas de différence notable entre dolomies et marbres dolomitiques.

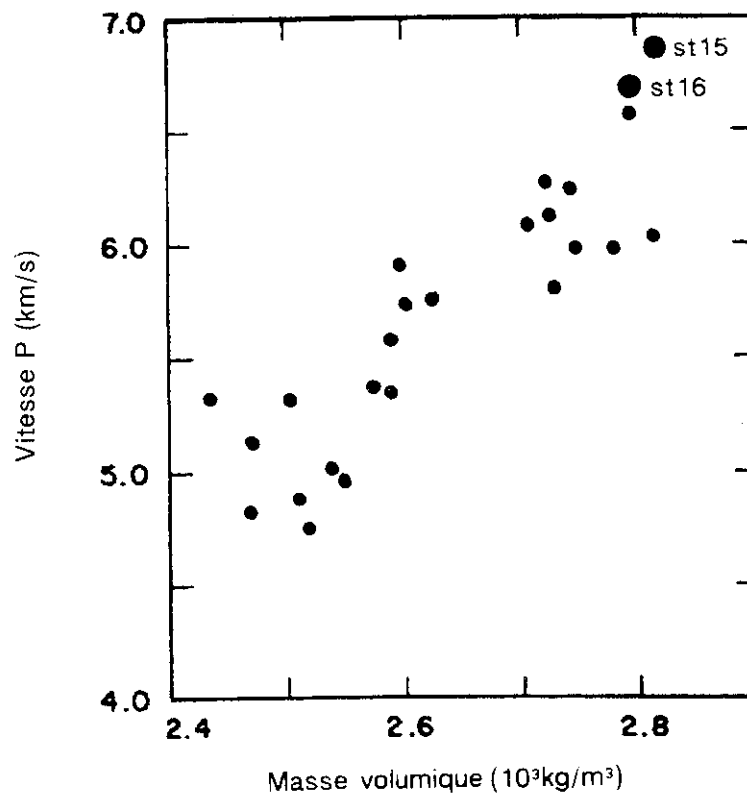


FIGURE 4.5 - Corrélation entre les masses volumiques et les vitesses-P de différentes serpentinites. Les échantillons représentés par des petits cercles proviennent de Christensen (1972).

IV.3.4 Les roches basiques et ultrabasiques (C)

a. Prasinites

Les prasinites ont des vitesses élevées, 6.8 km/s en moyenne, du même ordre de grandeur que celles des amphibolites.

b. Amphibolites

Les amphibolites ont des vitesses de 6.4 à 7.3 km/s, cela dépend principalement de la composition en amphiboles qui ont des vitesses moyennes élevées, entre 6.81 et 7.04 km/s (la valeur maximale étant celle de l'hornblende, d'après Christensen, 1982). Par contre, il est difficile de corréler les variations de vitesse avec le contenu en minéraux accessoires comme l'épidote et la chlorite qui ont pourtant des vitesses rapides (tableau 4.2).

c. Serpentinites

Les serpentinites ont des vitesses moyennes similaires à celles des prasinites, mais les vitesses extrêmes varient entre 6.23 à 7.61 km/s. Dans une étude sur la croûte océanique, Christensen (1972) fait une compilation des valeurs de vitesses pour les serpentinites et corréle l'augmentation de la serpentinisation de la péridotite et la diminution des masses volumiques et des vitesses sismiques (voir figure 4.5). Pour une masse volumique égale

à celle des serpentinites de notre étude (soit $2.8 \cdot 10^3 \text{ kg/m}^3$), la vitesse moyenne à 200 MPa serait autour de 6 km/s. Or les vitesses moyennes des serpentines que l'on a mesurées sont beaucoup plus élevées (6.7 et 6.8 km/s), avec 6.1 km/s pour la vitesse la plus lente. De plus, une masse volumique de $2.8 \cdot 10^3 \text{ kg/m}^3$ correspondrait à 65% de serpentinitisation alors que nos échantillons contiennent au minimum 80% de serpentine. Cet écart pourrait être dû :

1. à la variété des minéraux de serpentine, l'antigorite étant plus rapide que la lizardite et la chrysotile.
2. au fait que pour nos échantillons, le processus de serpentinitisation est compensé par l'effet d'un métamorphisme important (les échantillons sont du faciès des schistes-verts / amphibolites).

d. Gabbros

Les échantillons disponibles sont des métagabbros L'un est éclogitique et présente donc des vitesses proches de celles des éclogites (Kobranova, 1989) avec une vitesse moyenne de 7.97 km/s. L'autre, de composition plus typique a une vitesse moyenne de 7.37 km/s.

IV.3.5 Conclusion

1. Les valeurs des vitesses sismiques moyennes, récapitulées sur le tableau 4.5, suivent la composition minéralogique globale et sont fortement différenciées. Les roches riches en quartz et feldspath ont les vitesses moyennes plus faibles, Les roches basiques et ultrabasiques ont les plus élevées. Parmi les carbonates, les calcaires se distinguent des dolomies.

2. Par contre des minéraux secondaires ou accessoires dotés de vitesses très élevées (tableau 4.2), comme l'amphibole, l'épidote et les grenats, ne contribuent pas ou peu à augmenter les vitesses sismiques de la roche. En effet, alors que leur impact sur les masses volumiques est direct (voir chapitre IV.2), leur effet sur les vitesses est conditionné par leur structure et leur distribution dans la roche, et d'abord par un seuil quantitatif.

Dans le cas des roches déformées, on a remarqué que par rapport au protolithe, la vitesse moyenne varie peu, l'augmentation de la vitesse "haute" (parallèle à la linéation ou étirement) et la diminution de la vitesse "basse" (perpendiculaire à la foliation), se compensent.

TABEAU 4.5 - Vitesses moyennes à 400 MPa, pour chaque lithologie avec les vitesses extrêmes, en considérant les trois directions.

lithologie	Vp(km/s) moyen	Vp min	Dév St.
		Vp max	Nb Sp.
granitoïdes	6.30	5.95 6.79	0.2 5
gneiss*	6.12	5.56 6.61	0.1 17
gypse °	4.4	---	---
argilites	6.03	4.88 6.96	2 3
grès	6.07	5.84 6.35	0.09 12
schiste-marneux	6.04	5.60 6.59	- 2
calcaires	6.49	5.94 7.20	0.25 9
dolomies	7.05	6.62 7.45	0.1 8
prasinite	6.67	6.45 et 7.27	- 2
amphibolite	6.63	5.91 7.32	0.2 7
serpentinite	6.85	6.23 et 7.61	- 2
métagabbro	>7.37	7.18 et 8.06	- 2

* sans éch **ba15**, ° mesure faite à 300MPa

IV.4 Anisotropies de vitesse en fonction des lithologies

IV.4.1 Introduction

a. Définition de l'anisotropie de vitesse

La mesure des vitesses dans trois directions perpendiculaires permet d'observer une anisotropie de vitesse (figure 4.6). L'observation de l'anisotropie a été stimulée par les travaux de Birch (1960, 1961) et a pris plus d'importance dans les années 1980 (Crampin, 1984).

L'anisotropie de vitesse (en %), A_t , est définie comme:

$$A_t = \frac{V_{max} - V_{min}}{V_{moy}} \cdot 100$$

où V_{moy} est la moyenne arithmétique des vitesses dans les trois directions (Birch, 1960; Christensen, 1984). Il faut noter que selon d'autres auteurs (Nur et Simmons, 1969a; Kern et Fakhimi, 1975), la définition est quelque peu différente: ceux-ci rapportent la différence de vitesses extrêmes à la vitesse maximale au lieu de la vitesse moyenne:

$$\frac{V_{max} - V_{min}}{V_{max}} \cdot 100$$

ce qui donne des valeurs légèrement inférieures en valeur absolue.

De l'observation des données des vitesses dans les trois directions, on peut distinguer grosso modo trois cas d'anisotropie de vitesse (figure 4.6) (a) planaire, avec une vitesse lente et deux vitesses rapides, (b) triaxiale, où les trois vitesses sont très différentes, (c) linéaire, caractérisée par une vitesse rapide et deux lentes. On peut décrire et quantifier ces comportements en définissant les valeurs de la foliation d'anisotropie de vitesse (A_f) et de la linéation d'anisotropie de vitesse (A_l). Elles sont définies comme suit:

$$A_f = \frac{V_{int} - V_{min}}{V_{moy}} \cdot 100$$

et
$$A_l = \frac{V_{max} - V_{int}}{V_{moy}} \cdot 100,$$

V_{int} étant la vitesse intermédiaire.

Cette approche pour illustrer l'ellipsoïde d'anisotropie de vitesse est différente de celle de Barblan (1990) ou de Barruol *et al.* (1992) qui utilisent un diagramme de Flinn. En reportant sur un graphe (figures 4.7) la foliation en abscisse et la linéation en ordonnée, l'anisotropie augmente lorsqu'on s'éloigne de l'origine, comme pour le diagramme de Flinn, mais l'on a directement une estimation quantitative de l'anisotropie totale, en som-

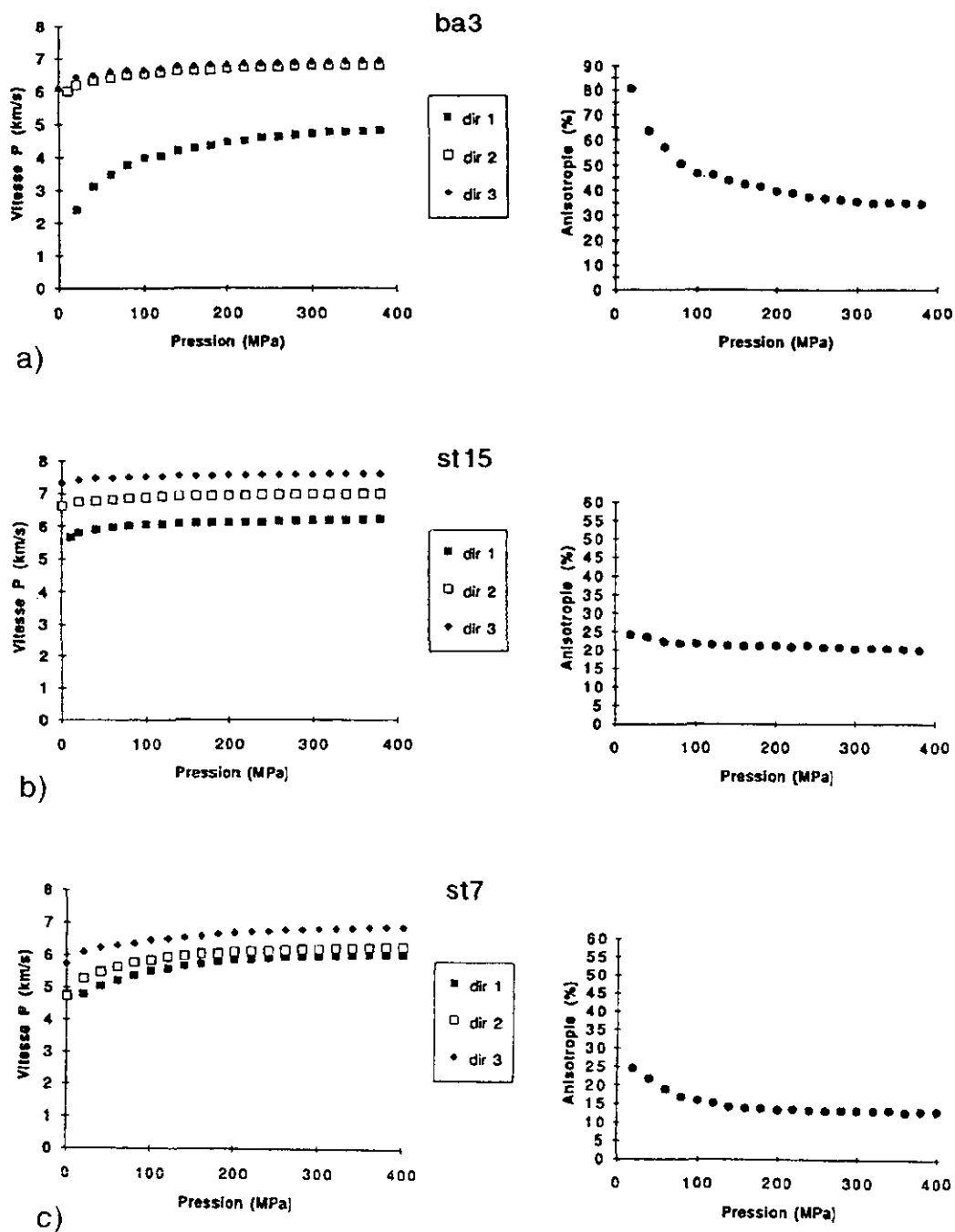


FIGURE 4.6 - Vitesses-P, mesurées dans les trois directions perpendiculaires (se rapporter à la FIGURE 2.1) en fonction de la pression. Ces courbes illustrent différents types d'anisotropie de vitesse: a) planaire (argilite ba3), b) triaxial (serpentine st15), c) linéaire (amphibolite st5); voir la définition dans le texte.

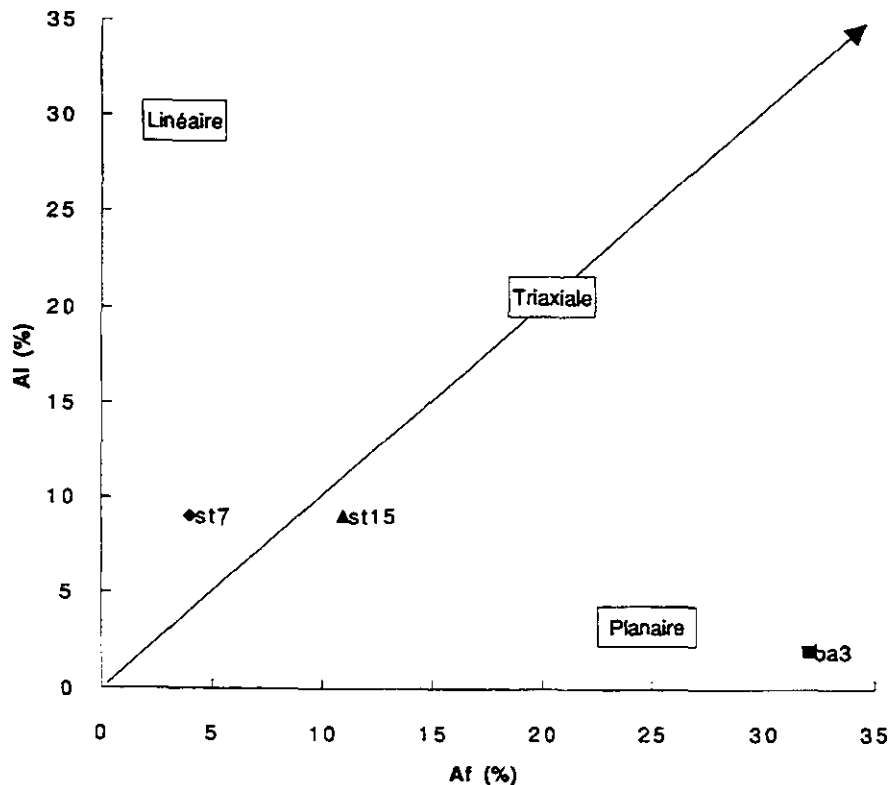


FIGURE 4.7 - Foliation d'anisotropie de vitesse (A_f) en fonction de la linéation d'anisotropie de vitesse (A_l) des trois échantillons de la FIGURE 4.6 illustrant les différents types d'anisotropie de vitesse: planaire (argilite ba3), triaxial (serpentine st15), linéaire (amphibolite st5). L'anisotropie de vitesse augmente avec la distance à l'origine

mant les valeurs de linéation et de foliation:

$$A_f + A_l = A_t$$

Nous avons reporté sur la figure 4.7 les valeurs de A_f et A_l des trois échantillons de la figure 4.6. Les valeurs de tous nos échantillons sont reportées sur figure 4.8a et selon les trois différents groupes précédents, les roches du socle, les méta-sédiments et les roches basiques respectivement figures 4.8b, c et d.

b. Cause de l'anisotropie

A basse pression, la géométrie et l'alignement des fissures et des pores influent sur l'anisotropie. (Crampin, 1977; Hudson, 1981) y accordent une grande importance. L'anisotropie de vitesse diminue avec la pression. Cette diminution est interprétée par certains auteurs (Siegesmund *et al.*, 1991) comme uniquement reliée à la fermeture des pores et fissures. Mais cela n'est pas la cause unique, la forme et les contacts entre grains ont aussi leur influence (Lucet, 1989). A de hautes pressions, les anisotropies sont essentiellement dépendantes de l'anisotropie intrinsèque des minéraux et de leur texture (Lo *et al.*, 1985; Kern et Fakhimi, 1975).

Les tables de valeurs de vitesses des minéraux, (tableau 4.2, Christensen, 1982) donnent les valeurs extrêmes qui suivent les axes principaux des minéraux. Mais au niveau

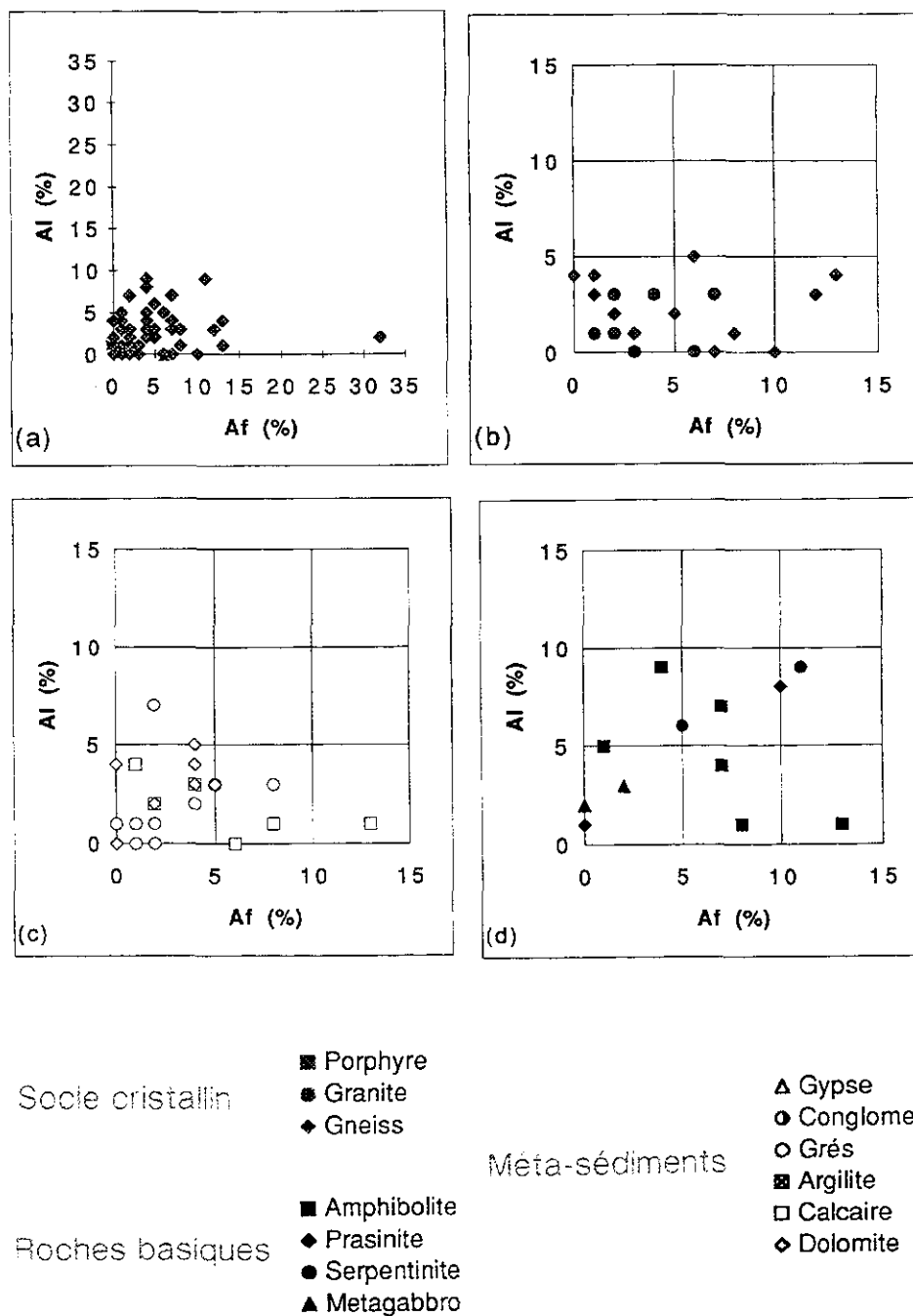


FIGURE 4.8 - Foliation d'anisotropie de vitesse (Af) en fonction de la linéation d'anisotropie de vitesse (Al): a) tous les échantillons; b) socle; c) méta-sédiments; d) roches basiques.

d'une roche, la symétrie est différente et l'hétérogénéité ne permet pas une distinction si fine. Cette information subtile ne peut pas se déceler sur le terrain.

Sur la figure 4.9 représentant la distribution des anisotropies (A_t) en fonction des roches, on peut voir que les granites, grès, calcaires et dolomies ont une anisotropie de vitesse qui ne dépasse pas 10%. Elle est plus importante pour les schistes ou les échantillons argileux et micacés. Parmi les roches carbonatées, les marbres sont un peu plus anisotropes. Les gneiss ont des valeurs comprises entre 3 et 17%. L'anisotropie la plus forte est celle de l'argilite très litée. Sur la figure 4.6a, on voit que l'anisotropie à température ambiante atteint presque 90%. L'anisotropie de vitesse se corrèle bien avec la structure microcristalline que l'on voit en lame mince (figure 4.10). Le grès **hm1** a une structure granulaire non orientée et à partir de 100 MPa il ne présente plus d'anisotropie.

En général, l'anisotropie de vitesse est plus marquée dans l'ensemble des roches qui présentent un alignement préférentiel des minéraux, les argilites bien sur, mais aussi les roches schisteuses et riches en mica. Dans certains cas plus rares, il existe une anisotropie de vitesse sans qu'une orientation soit visible macroscopiquement ou en lame mince, par exemple la dolomie **st21**. Cela se produit dans les roches bien cristallisées dont les minéraux présentent une anisotropie de vitesse, ou comme le cas particulier de la quartzite schisteuse qui présente des "kinkbands" (exemple de la figure 4.11) et montre une anisotropie linéaire.

IV.4.2 Le socle cristallin (A)

a. Granites et porphyres

Les deux porphyres ont la même composition et leurs vitesses moyennes sont quasi-égales mais l'échantillon mylonitisé présente une légère anisotropie de vitesse, inexistante sur l'autre échantillon. Le granite **pf12** du massif de l'Aar est anisotrope avec 7% d'anisotropie de vitesse. On remarque que, bien que sa structure soit plutôt granoblastique, il présente quand-même une anisotropie de vitesse non négligeable, ceci pourrait être induit par son contenu en amphibole; en effet ce minéral est très anisotrope et sa quantité semblerait déjà suffisante pour induire une vitesse moyenne élevée, par rapport aux autres granites, et *a fortiori* une anisotropie plus marquée.

b. Gneiss

Les anisotropies de vitesses des gneiss varient de 3 à 17 %. Celles-ci sont en rapport, non seulement avec la composition minéralogique (l'abondance de mica et d'amphibole), mais aussi avec leur déformation. Relevons que les mylonites présentent des anisotropies qui ne sont pas exceptionnellement élevées avec des valeurs de 7 et 11%. Les fortes anisotropies de vitesse (entre 10 et 14%) se corrèlent bien avec les échantillons contenant le plus de mica (tableau 4.2). On remarque aussi que l'échantillon avec 17% d'anisotropie de vitesse est un gneiss amphibolitique contenant 30% d'amphibole. Le moins anisotrope est un gneiss granitique.

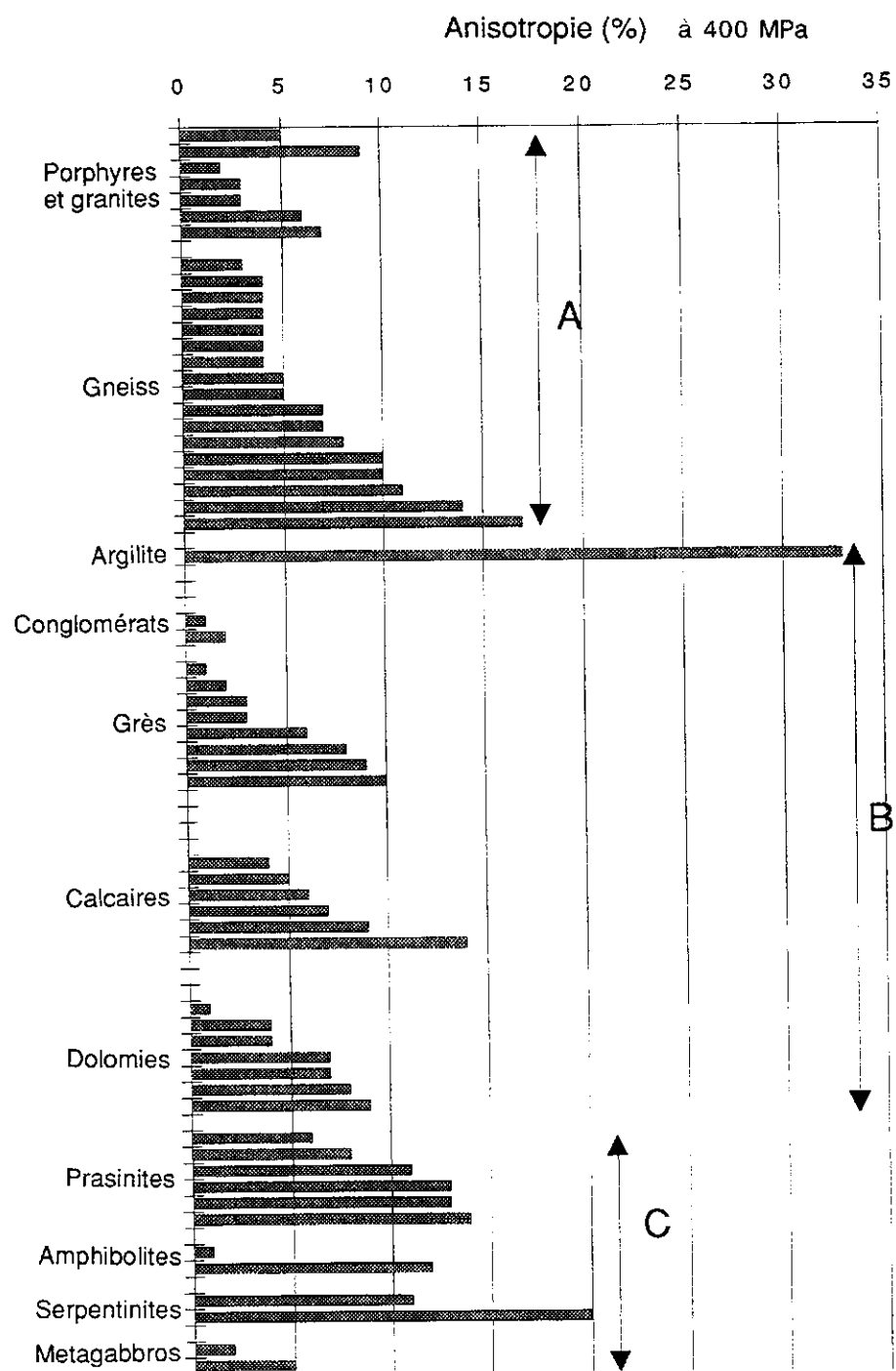


FIGURE 4.9 - Anisotropies de vitesses-P (à 400 MPa) en fonction des différentes lithologies. A représente le socle, B les méta-sédiments, C les roches basiques.

IV.4.3 Roches méta-sédimentaires (B)

a. Argilites

Du fait de la fragilité des argilites, on n'a pu obtenir des carottes dans les trois directions que pour un seul échantillon, **ba3**. Il présente le plus d'anisotropie de vitesse; elle est planaire ce qui résulte de la forte foliation (valeur de foliation de vitesse $A_f=32\%$ à 400 MPa, alors que les autres roches A_f ne dépassent pas 15%, voir figure 4.9). De plus, l'anisotropie de vitesse varie très fortement, de 60 à 30%, avec l'augmentation de pression, la "compressibilité" étant plus importante dans la direction perpendiculaire à la foliation. Sur la figure 4.6a on voit que l'anisotropie diminue fortement avec la pression, cette diminution n'est probablement pas uniquement due à la fermeture des fissures, en tant que fissures, mais aussi à la structure particulière des argilites. L'arrangement des minéraux argileux a un comportement "visqueux" dans la direction perpendiculaire à la foliation.

b. Grès

Les grès au sens strict sont peu anisotropes, mais les échantillons schisteux présentent jusqu'à 10% d'anisotropie de vitesse. L'anisotropie de vitesse augmente avec le contenu en micas principalement et en calcite dans une moindre mesure; ces roches contiennent moins de 60% de quartz. L'échantillon **ba13** présente une forte linéation mais sa structure est très spéciale, il présente des "kinkbands" (voir lame mince figure 4.10).

Le conglomérat (**hm2**) contient 70% de quartz et 30% de mica. Bien qu'il contienne relativement peu de quartz et beaucoup de mica, l'échantillon ne montre pas d'anisotropie de vitesse, sa granulométrie est hétérogène et sa structure microscopique sans orientation préférentielle.

c. Calcaires, dolomies et marbres

Les roches dolomitiques ont une anisotropie variable mais plutôt faible (1 à 9%) du même ordre de grandeur que les roches calcaires. Parmi celles-ci, les marbres présentent une anisotropie plus grande (6-9 %) que les calcaires. Mais à l'instar des argilites, pour les calcaires il est parfois difficile d'avoir trois carottes perpendiculaires intactes et les valeurs sont manquantes pour certains échantillons. L'anisotropie de vitesse de la calcite, comme on l'a définie, ne nous donne pas les vitesses extrêmes dans trois directions perpendiculaires puisque la calcite est orthorhombique. Sa vitesse moyenne est de 6.53 km/s avec les vitesses dans les directions (110) et (001) respectivement de 7.25 et 5.62 km/s. Cela fait une anisotropie de 26% au maximum pour la calcite. L'orientation de la calcite induit une anisotropie variable dans les calcaires bien cristallisés.

d. Schistes

Les schistes présentent une forte anisotropie de vitesse, de 10 et 14 % respectivement; cette anisotropie est planaire avec une forte foliation ($A_f=8\%$ et 13%). On remarque ici que l'anisotropie n'est pas uniquement proportionnelle à la composition en mica mais dépend aussi de la structure: l'échantillon **st10**, le plus anisotrope, a une structure feuilletée et contient très peu de quartz.

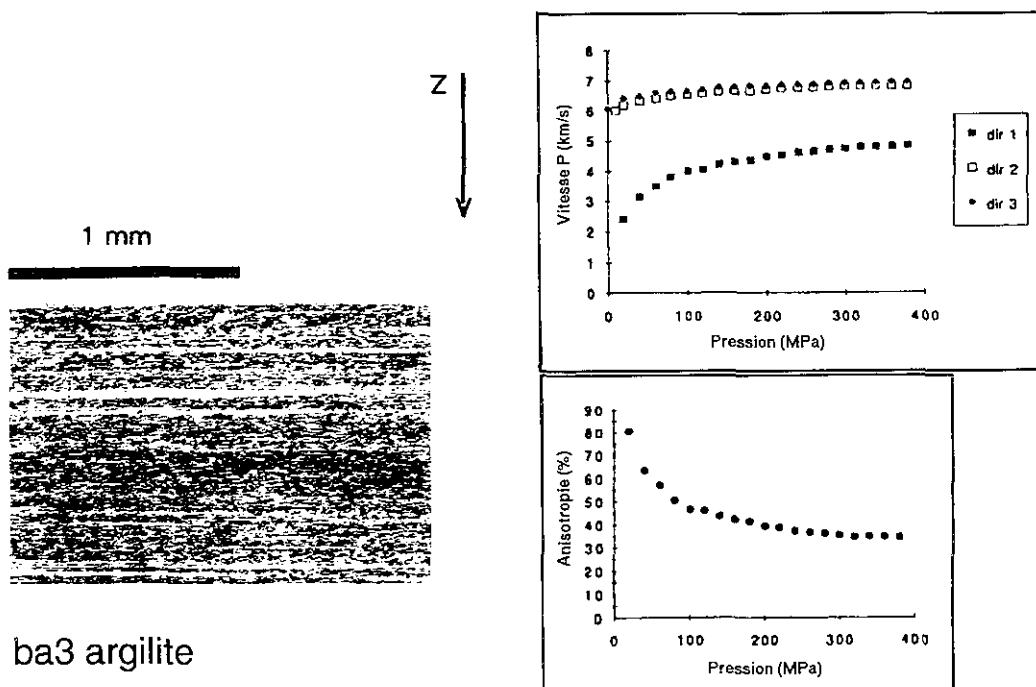
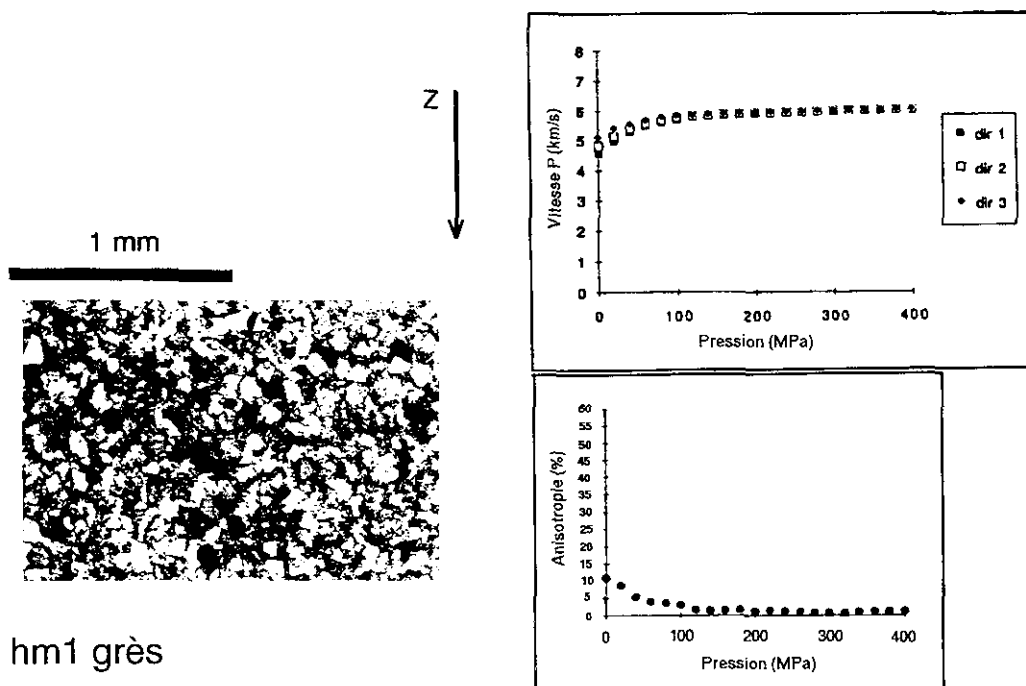


FIGURE 4.10 - Photographies des lames minces illustrant différentes textures avec les courbes de vitesse et d'anisotropie associées: le grès hm1 est granulaire (pas d'anisotropie) et l'argilite ba3 schisteuse (anisotropie de foliation).

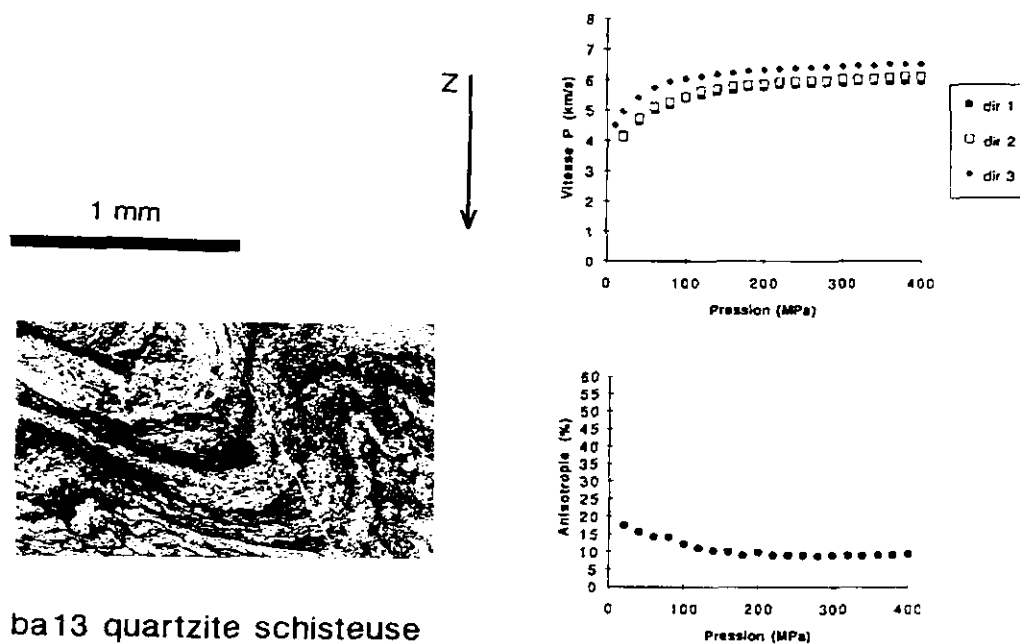


FIGURE 4.11 - Photographie de la lame mince de la quartzite schisteuse ba13 (à noter les "Kinkbands").

IV.4.4 Les roches basiques et ultrabasiques (C)

a. Prasinites

Les deux échantillons ont des vitesses moyennes semblables mais l'un est quasi-isotrope ($A_t=1\%$), l'autre, l'échantillon **pf14**, est déformé et présente 11% d'anisotropie de vitesse. Les prasinites contiennent beaucoup de minéraux différents dont certains avec une anisotropie intrinsèque. L'échantillon anisotrope montre une orientation préférentielle (de la chlorite) en lame mince.

b. Amphibolites

Les anisotropies de vitesse sont importantes (de 6 à 14%) et se manifestent suivant une linéation, une foliation ou triaxiale, ces différents comportements dépendant apparemment de l'orientation des amphiboles et du contenu en mica. Les feuillets de mica induisent une foliation alors que les aiguilles d'amphiboles par leur orientation peuvent entraîner une linéation de vitesse. Kern et Fakhimi (1975) rapportent les valeurs 6.45 et 8.13, ainsi que 6.11 et 7.85 pour de l'hornblende dans les directions (100) et (001), ce qui donne une anisotropie de 24%. De leur travail, on a comparé l'orientation des minéraux avec la forme d'anisotropie, ce que l'on a reporté sur la figure 4.12. Les deux exemples d'amphibolites montrent des anisotropies triaxiale et planaire qui correspondent sur les diagrammes d'orientation à un alignement des amphiboles respectivement suivant l'axe y ($// (010)$ et parallèle à (110)).

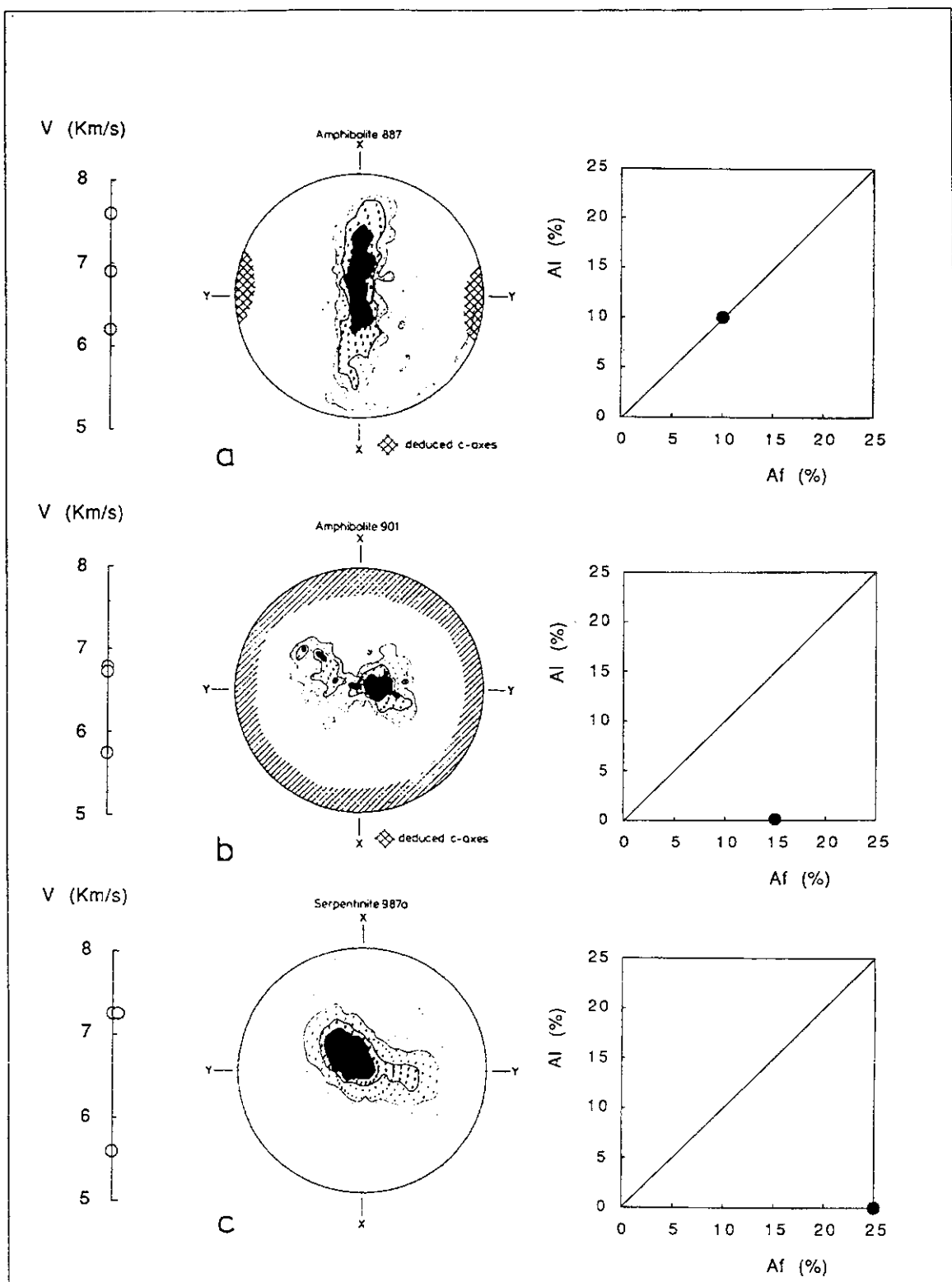


FIGURE 4.12 - Comparaison de l'anisotropie de vitesse (a_v , à 200 MPa) avec les graphes des direction des minéraux principaux (a et b) pour des amphibolites, (c) pour une serpentinite (Données tirées de Kern et Fakhimi, 1975).

c. Serpentinites

Les serpentinites sont très anisotropes, les vitesses extrêmes varient entre 6.23 à 7.61 km/s. Les anisotropies sont égales à 11 et 20%. Cette anisotropie est “triaxiale” mais l'échantillon de Kern et Fakhimi (1975) montre une anisotropie planaire. Par analogie aux amphibolites, on peut penser que cela est dû à l'orientation de la serpentine dans la roche (voir figure 4.12). On remarque que l'anisotropie est constante avec la pression; cet effet se remarque également sur d'autres roches ultramafiques comme les péridotites et pyroxènes de zone d'Ivrée (Burke et Fountain, 1990) qui ont aussi une anisotropie constante de 50 à 400 MPa.

d. Métagabbros

L'échantillon **st18** montre une très faible anisotropie de vitesse, tandis que l'échantillon **st19** est quasi-isotrope. Il est très bien cristallisé et granoblastique.

IV.4.5 Discussion et conclusion

Le problème que nous discutons ici est d'élucider comment l'anisotropie de vitesse des minéraux constituant une roche influence l'anisotropie de vitesse de celle-ci.

Barruol *et al.* (1992) remarquent qu'en général l'anisotropie décroît avec le nombre de minéraux différents dans la roche, car elle résulte des orientations diverses. Dans l'étude sur la zone d'Ivrée par Burke et Fountain (1990), on peut voir que les roches les plus anisotropes (plus de 10%) sont les roches les plus riches en phyllosilicates (micas) et sillimanite, en l'occurrence des paragneiss. Jones et Nur (1982) analysent le rôle des feldspaths, quartz et phyllosilicates. Les feldspaths sont anisotropes (30%) mais ne s'alignent pas forcément suivant une orientation préférentielle. Le quartz, bien qu'il s'aligne, est plus faiblement anisotrope (11%). Les phyllosilicates présentent une forte anisotropie de vitesse (54%) et s'orientent suivant une direction préférentielle. Il faut souligner que l'anisotropie déterminée dans ce cas est la différence sur la vitesse maximale. La présence d'une anisotropie de vitesse sur les roches mylonitiques ou déformées n'a pas d'influence sur la vitesse moyenne, elle est identique à celle de la roche non déformée, comme on peut le voir sur le graphe des vitesses dans les trois directions (figure 4.4). Dans ce cas, par rapport au protolithe, il y a une augmentation de la vitesse “haute” (parallèle à la linéation ou étirement) et une diminution de la vitesse basse perpendiculaire à la structure (foliation). Jones et Nur (1982) montrent aussi que les mylonites les plus anisotropes sont celles qui ont une structure aphanatique qui n'est pas perturbée par des porphyroblastes. Il n'y a pas de changements notables de masse volumique et de vitesse par mylonitisation.

On observe que même si les minéraux n'ont pas une symétrie orthorombique, avec des valeurs extrêmes dans des directions perpendiculaires, lorsqu'ils sont anisotropes, cela peut se marquer sur l'anisotropie de la roche, comme c'est le cas pour la calcite.

Nous avons vu que nos serpentinites ont une anisotrope triaxiale, alors que l'échantillon de Kern et Fakhimi (1975) montre une anisotropie planaire due vraisemblablement à une orientation différente de la serpentine dans la roche. Le même effet se note sur les

amphibolites suivant l'orientation des amphiboles. Cela illustre la relation entre l'orientation des minéraux anisotropes et le type d'anisotropie.

En résumé, les roches qui montrent une forte anisotropie de vitesse contiennent des minéraux anisotropes, présentent une orientation préférentielle des minéraux et de préférence n'ont pas de porphyroblastes. Les minéraux très anisotropes, induisent une anisotropie dont l'intensité et la forme dépendent de leur quantité et de leur orientation. Les minéraux étudiés qui induisent de l'anisotropie sont principalement les micas, les amphiboles, les pyroxènes, les serpentines, la calcite et la dolomite dans une moindre mesure; pour le quartz et les feldspaths elle est faible donc négligeable au niveau de la roche. L'anisotropie est d'autant plus forte que la roche est monominérale, bien cristallisée et montre une orientation préférentielle des minéraux.

Les roches qui présentent une forte anisotropie de vitesses sont les argilites avec forte anisotropie "planaire", ainsi que les schistes. Pour les serpentinites, l'anisotropie est forte et quasiment indépendante de la pression. Les amphibolites ont un type d'anisotropie qui se présente soit comme une linéation, soit comme une foliation. Les gneiss ont une anisotropie de vitesse très variable. L'anisotropie des roches carbonatées est également variable, mais faible et se marque plutôt sur les marbres.

V Relations mathématiques entre vitesse et pressions

V.1 Introduction

Le comportement de la vitesse en fonction de la pression en laboratoire n'a pas été étudié de façon satisfaisante jusqu'à ce jour. Quelques études sont entreprises pour résoudre les problèmes de résistance des matériaux dans le cadre du génie civil; c'est une approche globale et les pressions mises en jeu ne sont pas très importantes. En physique du solide, des recherches pour la compréhension de ces phénomènes sont également entreprises, mais les modèles physiques existants sont trop simples pour s'appliquer convenablement aux roches. Sans entrer dans les détails de cette problématique, ni prétendre la résoudre, nous voulons aborder le sujet sous l'angle des mesures de laboratoire. Nous allons observer les différents comportements et les quantifier pour proposer, à défaut de pouvoir les modéliser, une classification.

V.1.1 Observations

Au chapitre II (sur la méthodologie expérimentale), nous avons montré que la variation de vitesse n'était pas due à un effet expérimental, (par exemple le raccourcissement de l'échantillon causé par la compression). Cet effet existe mais est négligeable au niveau de la précision de la mesure. Nous avons abordé l'étude de l'influence de la variation de pression sur les paramètres qui influencent les vitesses sismiques au chapitre III. Nous avons vu que la vitesse augmente avec la pression et que ce comportement est différent à basse pression et à haute pression. Il est en partie dû à la fermeture des pores et fissures, de diverses origines, et aussi dépendant de la structure et des joints entre minéraux. La première partie de la courbe dépend de la saturation (selon que l'échantillon est sec ou saturé), du type de roche, de la fermeture des fissures et des pores. La figure 5.1 l'illustre avec plusieurs exemples de lithologies. Le granite **d4** et le gneiss **pf9** ont un accroissement important tandis que le calcaire micritique et la dolomie **pf15** dans une moindre mesure ne montrent pas de variations de vitesse importantes avec la pression.

L'accroissement de vitesse avec la pression peut se définir quantitativement par la valeur:

$$\frac{\Delta V}{V_0}, \quad \text{avec} \quad \Delta V = V_t - V_0$$

V_0 étant la vitesse initiale (à pression ambiante) et V_t la vitesse terminale. Mais on peut regretter qu'on ne trouve pas de définition précise et systématique de la vitesse terminale,

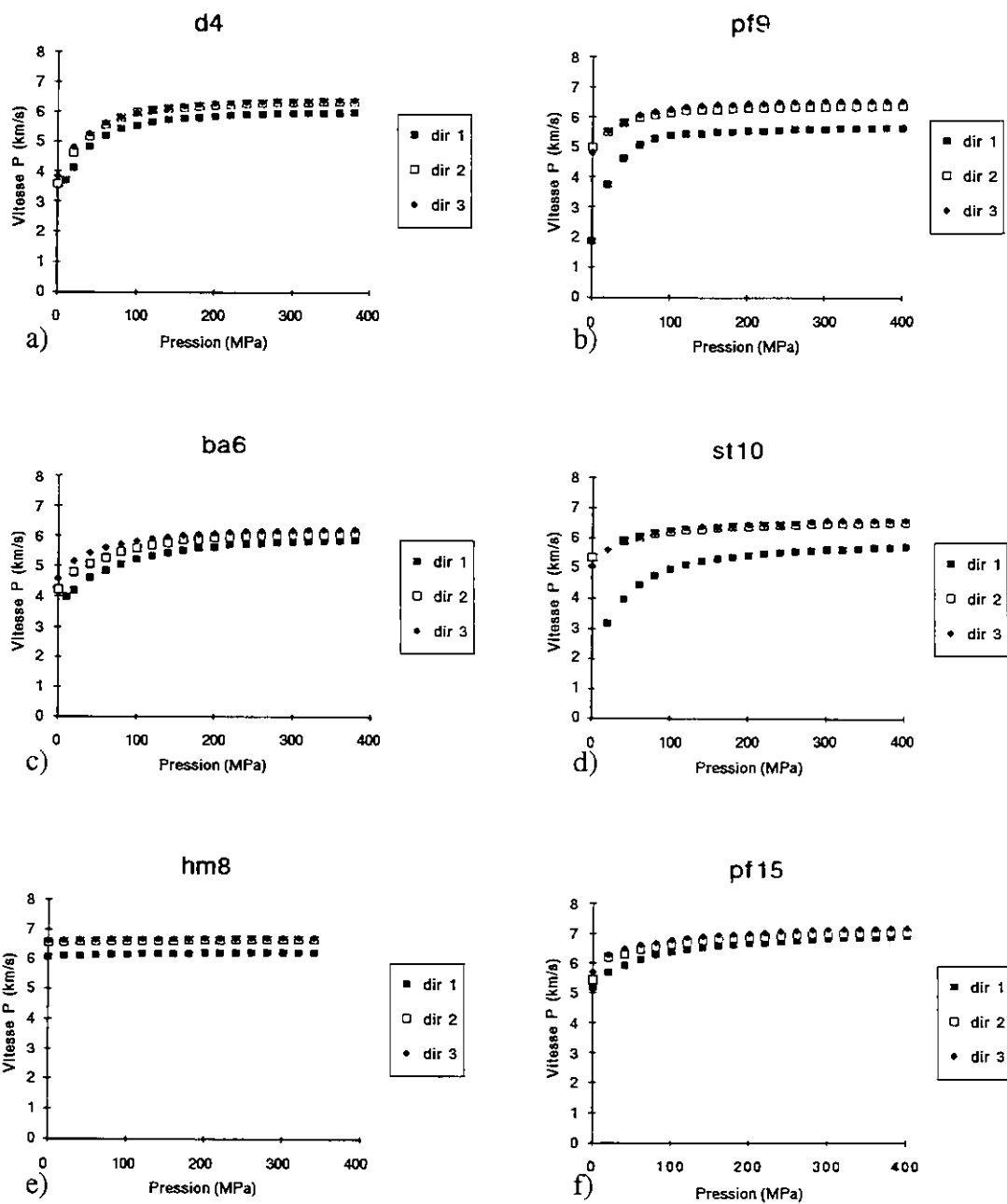


FIGURE 5.1 - Vitesses P en fonction de la pression pour différentes lithologies: a) granite d4, b) gneiss pf9, c) grès arkosique ba5, d) schiste noir st10, e) calcaire micritique hm8, f) dolomie pf15.

considérée simplement comme la vitesse asymptotique, qui n'augmente plus ou quasiment plus avec la pression.

La valeur précédente donne le taux d'accroissement de vitesse mais ne permet pas de décrire la forme de l'accroissement. De plus on peut se demander s'il dépend par exemple de la lithologie.

En comparant l'accroissement de vitesse suivant différents types de roche, il semblerait à première vue qu'il n'y ait pas de corrélation évidente, mais une observation plus fine laisse apparaître que certaines roches se distinguent par leur comportement.

Les calcaires micritiques ont un accroissement de vitesse très faible, qui ressemble au comportement des métaux; l'augmentation de vitesse avec la pression est rapide puis très vite, déjà vers 50 MPa, la vitesse se stabilise (figure 5.1e). Si l'on impute ce comportement à la fermeture des pores et des fissures, cela voudrait dire que ces calcaires en présentent moins que les autres lithologies mais cette hypothèse est peu satisfaisante. On interprète plutôt ce comportement comme lié à la forme de l'espacement entre les grains et à leur rigidité. On peut constater que la granulométrie est beaucoup plus fine.

Un autre cas particulier, opposé au précédent, est observé sur les argilites. La vitesse dans le sens perpendiculaire à la foliation augmente avec une pente relativement faible et n'atteint pas la vitesse asymptotique avant 300 MPa. Comme dans les directions dans le plan de foliation, la vitesse de stabilisation est rapidement atteinte; cela provoque une forte diminution d'anisotropie de vitesse avec la pression. Ce comportement s'explique par l'arrangement des minéraux qui présentent une viscosité dans le sens perpendiculaire à la foliation (Tosaya et Nur, 1982). En effet, les minéraux argileux ont une structure en feuillets. Selon la géométrie des feuillets, l'espacement entre ceux-ci est variable. Il est de 0.7 nm pour de la serpentine et 1.4 nm pour la chlorite. On comprend alors que dans ce dernier cas, l'ajustement des feuillets nécessite plus de pression et que la vitesse augmente moins vite.

Sur des mesures effectuées par Burke et Fountain (1990), nous avons remarqué que dans le cas de certaines roches, à l'instar de nos serpentinites, l'anisotropie reste constante avec l'augmentation de pression. C'est le cas des pyroxénites et des péridotites. L'anisotropie de vitesse peut aussi augmenter avec la pression pour certaines roches, ce qui se remarque sur les stromatolites de la zone d'Ivrée. Ce dernier comportement suppose que l'accroissement de vitesse est plus important pour la vitesse élevée (en général dans le plan de foliation) que pour la vitesse la plus basse (perpendiculaire à la foliation). Si l'on admet l'explication qu'il existe une anisotropie intrinsèque qui serait l'anisotropie "rémanente" à haute pression, et une anisotropie extrinsèque, cela voudrait dire que l'anisotropie des minéraux est plus importante que celle due à la fermeture des pores et fissures sous l'effet de la pression.

V.2 Discussion et comparaison avec les travaux antérieurs

Des lois mathématiques ont été cherchées et appliquées dans le but de quantifier, de classer et de décrire plus systématiquement la relation vitesse/pression, à défaut de pouvoir la modéliser physiquement. Certaines sont strictement empiriques, d'autres se basent sur un modèle physique.

Lucet (1989) a appliqué, en la simplifiant, la relation développée par Deresiewicz (1958), mentionnée au chapitre 3:

$$V(p) = cP^{-n}$$

Ce modèle physique est basé sur un empilement de sphères et, pour la plupart des roches, c'est un modèle trop simpliste et inapplicable. De plus une faible variation des coefficients donne des résultats très divergents. Et, pour décrire le comportement d'une même roche à différentes pressions, il faut que le coefficient n varie avec la pression.

Néanmoins cette loi semble convenir aux roches poreuses, à faible pression. Lucet (1989) l'a appliquée à des calcaires et à des grès avec succès, elle a trouvé une corrélation entre les coefficients n (qui varient entre 1/4 et 1/15) et la structure des grains et le degré de cimentation. Les calcaires ont les valeurs les plus basses.

Une autre relation empirique:

$$\sqrt{\frac{a + bV}{c + dV}}$$

a été appliquée par Barblan (1990), sans faire ressortir de caractéristiques particulières pour les différentes roches, L'échantillonnage comportait principalement des roches mafiques et ultramafiques. Cette relation a été utilisée pour extrapoler les vitesses à 600 MPa à partir des mesures (de 0 MPa à 400 MPa). Pour cela elle a été testée sur des données de Fountain (1976), allant jusqu'à 600MPa.

V.3 Ajustement ("fit") mathématique

Le modèle que l'on a utilisé ici est:

$$V(P) = a + bP - ce^{-dP}$$

Cette équation décrit une augmentation rapide de vitesse en

$$ce^{-dP}$$

puis se stabilise; l'équation à haute pression

$$V = a + bP$$

permet une augmentation linéaire de la vitesse, en général faible. Ce modèle a été utilisé par Jones (1983) et Freund (1992) et décrit de façon satisfaisante le comportement de la vitesse en fonction de la pression.

Freund a attribué une signification physique aux coefficients:

- a = vitesse sans porosité
- b = pente $v(P)$ à pression “terminale”
- d = relié à la fermeture des “cracks”
- a-c = vitesse initiale (V_0)

Il trouve effectivement que lorsque la porosité augmente, V_0 diminue, mais sans que c varie. Ce sont les vitesses initiales et terminales qui diminuent, mais la forme de la courbe reste identique et donc l'accroissement de vitesse en fonction de la pression, également. Ceci semble incompatible avec les hypothèses expliquant la forme de la courbe comme reliée uniquement à la fermeture des pores et des fissures en fonction de la pression.

V.3.1 Signification des coefficients

Les différents coefficients se comprennent comme suit:

$V_0 = a-c$ est la vitesse à pression “initiale”.

$V_t = a+b$ est la vitesse “terminale”.

Le coefficient a est l'ordonnée à l'origine de la droite à haute pression et d permet de décrire l'allure de l'augmentation de vitesse avec l'augmentation initiale de pression. Par exemple, si elle est rapide comme pour les calcaires micritiques ou lente, comme pour les argilites.

Sur un exemple synthétique mais réaliste, en prenant la gamme de variation des coefficients obtenus, nous avons fait varier un coefficient tout en conservant les autres fixes. La figure 5.2 illustre l'effet de ces variations sur la forme de la courbe. Sur la figure figure 5.2a le coefficient b varie, c'est la pente de la droite à haute pression, ce comportement est typique des argiles. Sur la figure figure 5.2b le coefficient fait varier la forme de l'accroissement à basse pression, mais le taux d'accroissement demeure constant (la forme est similaire aux courbes des calcaires micritiques). Sur la figure figure 5.2c on voit que l'augmentation de la valeur c fait varier la valeur initiale de la vitesse. La forme de la courbe est similaire mais l'accroissement est supérieur (on peut l'approcher du comportement d'une roche saturée).

V.3.2 Méthode de calcul des coefficients

La méthode utilisée consiste à calculer tout d'abord les coefficients a et b , par régression

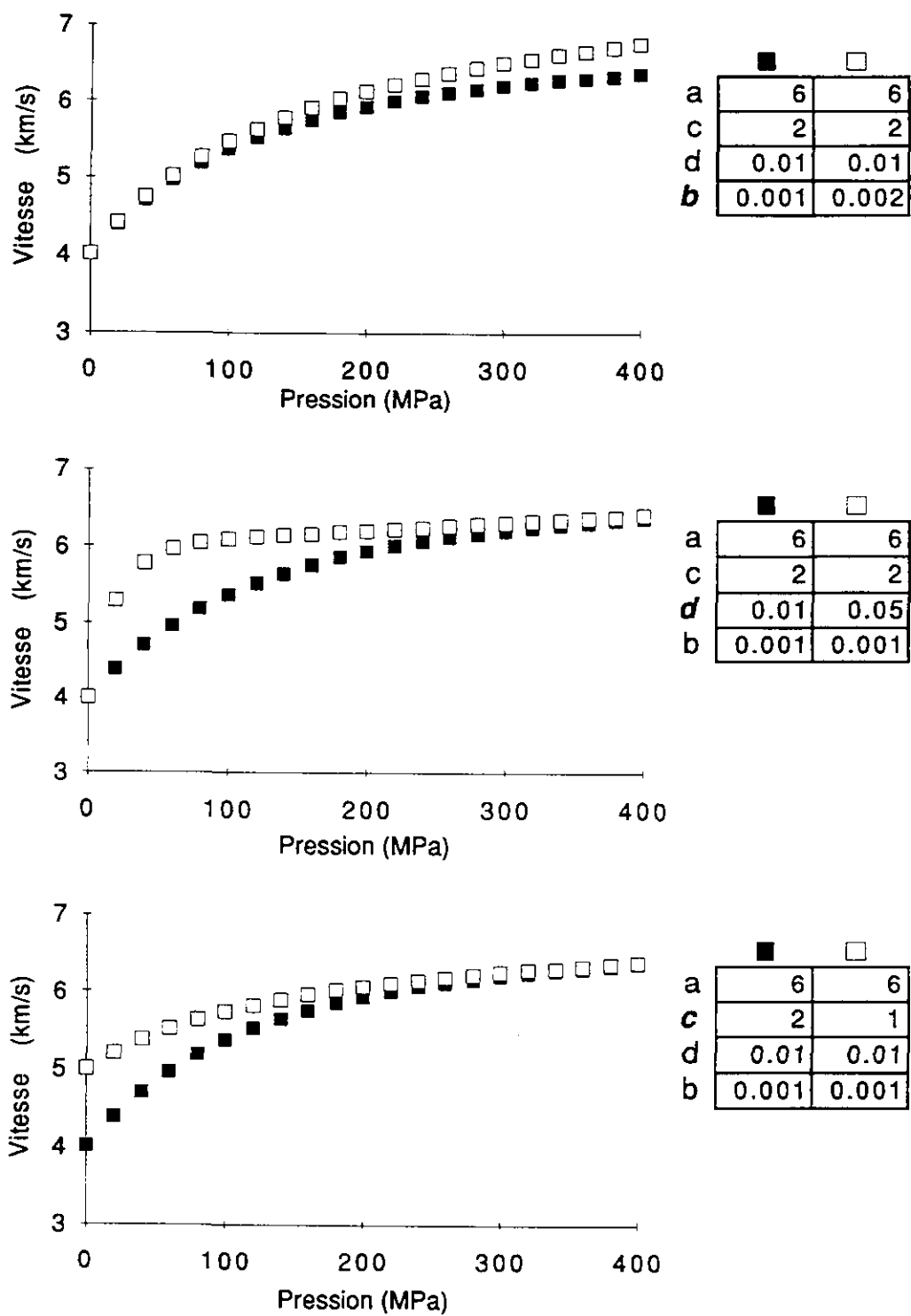


FIGURE 5.2 - Simulation numérique $V(P) = a + bP - ce^{-dP}$ et influence de la variation des coefficients b , c et d sur la forme de la courbe.

linéaire, puis les coefficients **c** et **d** par un ajustement mathématique.

Pour chaque courbe on a calculé une droite de régression, tout d'abord avec les deux derniers points, puis sur un nombre de points croissants jusqu'à ce que l'écart maximum entre la droite de régression et les points l'écart-type f soit plus petit que 0.05. Cette droite permet d'obtenir une première approximation pour **a** et **b**.

Pour effectuer l'ajustement itératif ou "fit", on prend comme valeurs de départ les valeurs **a** et **b** susmentionnées et pour **c** et **d**, respectivement 1 et 0, qui sont des valeurs plausibles car proches du résultat escompté. Ensuite tous les coefficients sont recalculés, par approximations successives, à partir des coefficients de base, en minimisant la fonction, jusqu'à une précision inférieure à 10^{-3} , c'est-à-dire la différence entre la courbe calculée et les données.

La corrélation a été de nouveau effectuée pour quelques exemples sur la courbe synthétique calculée, afin de vérifier la stabilité des coefficients. La variation était bien en deçà de la précision désirée.

Les courbes de base ont en principe 21 points, ce sont les couples de valeurs, vitesses et pressions de 0 à 400 MPa, par incrément de 20 MPa. Pour certaines mesures, les valeurs à 0 MPa n'existent pas. Une deuxième corrélation avec les valeurs de 20 à 400 MPa a été à nouveau effectuée sur tous les échantillons pour les deux raisons suivantes: d'une part pour que toutes les courbes aient la même précision et d'autre part pour vérifier la correspondance du "fit" lorsque la première valeur de vitesse est prise à 0 MPa, ou sinon à 20 MPa. En effet, l'estimation de la valeur de vitesse à 0 MPa est moins précise car elle varie très rapidement aux basses pressions.

V.3.3 Résultats

La correspondance entre la courbe expérimentale et la courbe calculée est très bonne. Cela permet ainsi de classer les courbes, et au lieu d'avoir à stocker 21 valeurs, de n'en avoir plus que 4 pour décrire la courbe. Ces valeurs sont listées en annexe dans le tableau A.3.

Le coefficient **b** qui décrit l'augmentation à haute pression, est très faible autour de 0.002 excepté pour l'argilite qui ne se stabilise pas rapidement où il atteint 0.2.

L'écart entre la vitesse "à 0 MPa" ou vitesse initiale et la vitesse terminale est donnée par **c**. Nous avons préféré calculer la valeur **c'**:

$$c' = \frac{c}{V_0} \quad (\text{rappel: } V_0 = a - c)$$

Cela permet ainsi de normaliser ce coefficient et d'obtenir sa valeur en %. Il donne une quantification de l'augmentation de vitesse.

Le coefficient **d** décrit la forme de cette augmentation; il varie pour nos roches entre 0.02 et 0.2.

Ces deux derniers coefficients sont les plus importants pour caractériser les courbes.

Il en ressort des tendances particulières suivant les différentes lithologies. La plus caractéristique est celle des calcaires. Les calcaires micritiques ont des coefficients très faibles, de 2 à 6 %. Sur la figure 5.3, nous avons reporté les différences d'accroissement de vitesse de 0 à 400 MPa, sur la vitesse à 0 MPa soit:

$$\frac{V_{400} - V_0}{V_0}$$

Cette valeur est la correspondance expérimentale du coefficient c' . C'est une quantité similaire à celle de la figure 3.3 avec la différence que la vitesse maximale était à 1000 MPa. Remarquons que sur la figure 3.3 les valeurs de l'accroissement n'atteignent pas 0.5 alors qu'environ la moitié de nos échantillons (figure 5.3) la dépasse.

V.4 Remarques et conclusions

Pour pouvoir comparer les données de différents travaux, nous proposons de préciser la notion de vitesse "terminale" en la définissant, par rapport au gradient de vitesse: ce serait la vitesse qui n'augmenterait pas plus de 0.5% pour un accroissement de 100 MPa.

Le résultat de l'ajustement ("fit") est satisfaisant pour caractériser quantitativement le comportement vitesse/pression. Bien que certaines lithologies soient modélisables comme les calcaires, les argilites, les pyroxénites, la plupart présentent des variations importantes et ne peuvent pas être systématiquement caractérisées.

Lucet (1989) a remarqué une différence de comportement pour les calcaires et les grès, différence que l'on retrouve au niveau de notre "modèle" mathématique. Bien que les pressions atteintes dans le travail de Lucet soient beaucoup plus basses que dans notre étude, les comportements sont comparables car ils sont caractéristiques, surtout aux basses pressions.

La variation d'anisotropie avec la pression est due à un effet à "basse pression" relié à la fermeture des interstices. Ce comportement n'est pas entièrement lié à la lithologie car il dépend également de l'histoire de la roche, en particulier des conditions d'extraction.

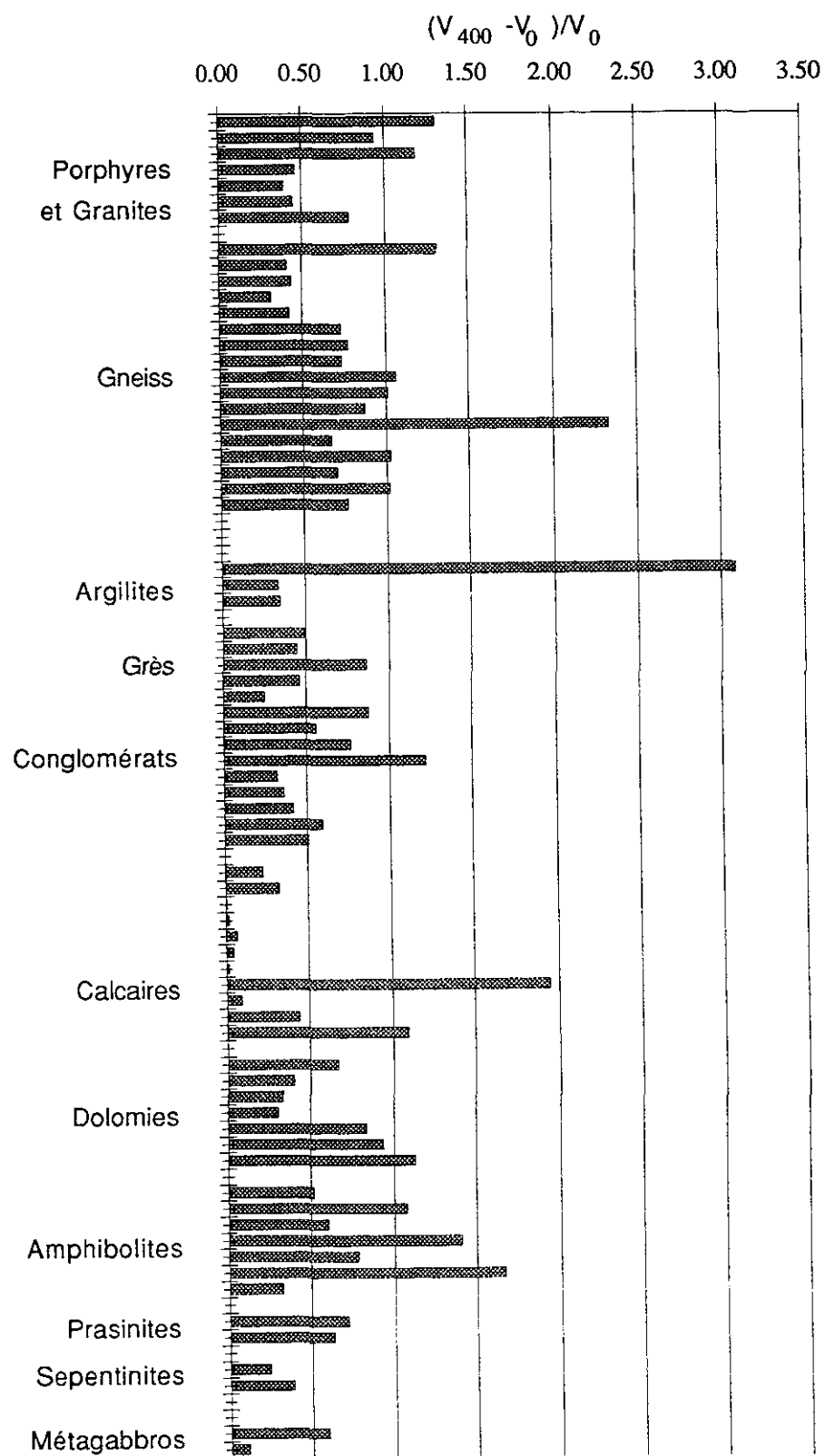


FIGURE 5.3 - Taux d'augmentation de vitesse (valeurs calculées de $(V_{400} - V_0)/V_0$) en fonction des lithologies.

VI Vitesses *in situ* / “*in calculo*” versus “*in labo*”

VI.1 Autres méthodes de détermination des vitesses

Nous avons discuté, jusqu'à présent, de mesures de vitesses sismiques en laboratoire, par méthode des ultrasons. Dans le but de pouvoir appliquer ces mesures aux conditions *in situ*, nous allons, tout d'abord, passer en revue d'autres méthodes couramment utilisées de détermination des vitesses des roches sur le terrain, afin de les comparer et de faire ressortir leurs différences. Nous examinerons ensuite la correspondance pression/profondeur, pour pouvoir projeter les vitesses mesurées en laboratoire sur le terrain en profondeur.

Le lien entre les différentes déterminations présentées est que, dans tous les cas, on mesure ou évalue des vitesses d'ondes de compression. Les différences se situent au niveau de la technique de mesure (fréquence d'investigation), de l'échelle de l'objet mesuré et du support de l'objet lui-même, c'est-à-dire du milieu de propagation de l'onde.

Nous décrivons d'abord deux techniques de mesure *in situ* qui nécessitent des forages: les diagraphies acoustiques et les profils sismiques verticaux (VSP). La différence fondamentale entre les deux est que le VSP intègre un volume de roches important alors que les diagraphies acoustiques ont une application plus localisée. Suivra la description de détermination de vitesses par réfraction et réflexion. Ces méthodes sont détaillées dans les traités de sismique d'exploration. Enfin à une autre échelle, le calcul par “lattice properties orientation”. Cette méthode n'est pas une mesure *in situ* ni, à proprement dire, une technique de laboratoire. Elle est mentionnée ici car elle est appliquée par les géologues et certaines études comparatives de vitesses en tiennent compte.

- **Diagraphie acoustique**

Les diagraphies acoustiques, appelées aussi “logs soniques” se font en routine dans les forages. On mesure les vitesses en faisant glisser le long du puits une sonde sonique, petit dispositif de mesure de sismique réfraction. En général la dimension entre émetteurs - récepteurs est de l'ordre de 1 m. Les mesures de vitesse sont accompagnées d'autres mesures, à partir desquelles on détermine la porosité. Ces mesures sont très locales, l'échelle en est de l'ordre du mètre également. Elle dépendent fortement des perturbations liées au forage, comme la fracturation induite. Au niveau des fractures, il y a atténuation des ondes et la résolution est limitée également par un problème de diffractions.

- **Profil sismique vertical (VSP)**

Pour les profils sismiques verticaux, les émetteurs sont en surface et les récepteurs sont dans le forage. Dans ce cas, l'onde traverse une plus grande partie du sous-sol et intègre

de l'information sur davantage de couches géologiques. La vitesse est moins dépendante des fractures locales mais la précision, pour déterminer la vitesse d'une couche, est faible.

Un paramètre qui est capital dans ces comparaisons, est l'état de la roche qui est en principe un paramètre intrinsèque. Mais des zones de fractures peuvent avoir été provoquées par le forage lui-même qui perturbe les conditions *in situ* (Salisbury *et al.*, 1978). Par conséquent les résultats sont influencés indirectement par la mesure.

- **Réfraction**

La sismique réfraction est aussi une mesure *in situ*. On enregistre en surface les ondes réfractées le long de certaines interfaces, pour déduire vitesses de propagation et profondeurs des couches investiguées. Le volume touché dépend de la géométrie du dispositif. Il faut que les différentes couches géologiques aient des vitesses croissantes avec la profondeur et bien différenciées sismiquement pour pouvoir être détectées. Les vitesses obtenues sont dans la direction parallèle à la couche. Cette méthode est utilisée également, en conjonction avec la sismique réflexion, pour déterminer les vitesses des premières couches (zone altérée ou "weathered zone").

- **Réflexion**

La sismique réflexion donne une image des réflecteurs du sous-sol. On détermine les temps d'arrivée en surface des réflexions générées aux interfaces entre deux milieux d'impédances acoustiques différentes. Dans le cas où l'on peut connaître les profondeurs, on peut déduire les vitesses des couches.

Les vitesses avec lesquelles on travaille sont les vitesses de "stack", DMO et migration. Elles sont plus ou moins liées aux vitesses de propagation dans les différentes couches (vitesses de tranches) dont on ne peut pas avoir facilement l'indication directe dans les milieux géologiques complexes.

- **LPO (Lattice properties orientation)**

Cette méthode se fait à partir d'échantillons. L'échelle considérée est très petite, celle du diamètre de la pastille mesurée, c'est-à-dire de l'ordre de 2 cm. De l'image goniométrique des directions des minéraux, la vitesse résultante est calculée à partir des constantes élastiques des minéraux. Vu que l'on ne tient pas compte, ou peu, des joints, des pores etc., on considère que la vitesse ne change pas avec la pression et on obtient une équivalence de la vitesse "terminale" de la roche. Cette méthode est plus précise si l'échantillon n'est pas trop hétérogène et bien cristallisé.

Mainprice *et al.* (1990) ont étudié des mylonites, calcites et quartz des Alpes Suisses. Les vitesses déterminées ainsi sont légèrement supérieures à celles mesurées en laboratoire (elles-mêmes supérieures aux vitesses de terrain (Luschen *et al.*, 1992).

La vitesse calculée de la mylonite calcique (du flanc inverse de la Nappe de Morcles et de Glarus) est de 6.2 à 7.1 km/s, avec une anisotropie entre 5.7 et 12%. La mylonite quartzique du Simplon a des vitesses de 5.7 à 6.6 km/s. Les mylonites quartziques de la zone d'Ivrée ont des vitesses de 5.8 à 6.7 km/s et des anisotropies de 6.9 à 14.2%.

Ces valeurs de vitesse sont intéressantes. En effet, si on les compare avec nos vitesses

ses mesurées en laboratoire à 400 MPa (figure 4.4 et tableau 4.4), on remarque que les gammes de vitesse sont équivalentes. Elles sont comparables aux vitesses à haute pression dont elles englobent les valeurs extrêmes suivant les différentes directions.

Les directions déterminées en LPO sont plus focalisées, tandis que la vitesse mesurée en laboratoire intègre une zone plus grande. Donc l'anisotropie, déterminée en calculant les vitesses suivant différentes directions, doit être très marquée pour qu'elle soit détectable à l'échelle de la prospection sismique.

VI.2 Comparaison des conditions de contraintes *in situ* et en laboratoire

Pour utiliser les données pour l'interprétation il est important de pouvoir traduire les vitesses en fonction de la pression de laboratoire, $V(P)$, en vitesse fonction de la profondeur sur le terrain, $V(d)$.

Le premier problème est de trouver les pressions qu'il faut atteindre en laboratoire pour remettre les roches dans les conditions lithostatiques.

Un autre problème que nous aborderons est l'état des contraintes qui est difficilement estimable *in situ*. En effet, même si l'on considère que la roche est sous pression de confinement égale à la pression lithostatique, et que l'on néglige les pressions de pores et les contraintes tectoniques locales, le comportement de remise sous pression en laboratoire ne correspond pas nécessairement au comportement *in situ*.

VI.2.1 Relation pression/profondeur *in situ* et état des contraintes

Les masses volumiques dans la croûte sont de 2.7 à $3 \cdot 10^3 \text{ kg/m}^3$, ce qui donne des gradients de pression de l'ordre de 26 à 29 MPa par km. En première approximation, un gradient de 100 MPa pour 3 km (33 MPa par km) est couramment utilisé. La différence n'est pas très importante, la pression à 5 km serait de 140 MPa au lieu de 165 MPa. Par contre la variation de vitesse en fonction de la pression sur les courbes expérimentales peut être importante car l'augmentation est exponentielle jusqu'à 100 MPa.

L'état des contraintes est difficilement estimable *in situ*. Si l'on considère que la roche est soumise à une pression de confinement égale à la pression lithostatique, que l'on néglige les pressions de pores, et les contraintes tectoniques locales, on peut estimer une pression plausible pour une certaine profondeur mais il n'est pas évident que le comportement à cette pression en laboratoire corresponde exactement au comportement *in situ*.

On peut se demander comment varient effectivement les vitesses avec la profondeur, dans le cas simple où l'on suppose une augmentation de la pression linéaire avec la profondeur. Est-ce que le comportement *in situ* est équivalent au comportement en labo-

ratoire, c'est-à-dire suivant la forme de l'équation

$$V(P) = a + bP - ce^{-dP}$$

Si on admet que la partie exponentielle dépend de la fermeture des micro-fractures et des pores et des fissures, on pourrait considérer qu'*in situ*, en profondeur, cet effet est différent car ces micro-fractures seraient causées en partie par la "décompression" d'extraction en surface. Les résultats de Vernik et Nur, 1992 (figure 6.1). abondent dans ce sens. En effet, ils rapportent les mesures de vitesse et d'anisotropie de roches gneissiques provenant de deux forages, Kola (en Sibérie) et Cajon pass (en Californie). L'écart entre la valeur mesurée sans pression de confinement et celle à mesurée à 200 MPa (Kola) ou 100MPa (Cajon pass) respectivement de confinement, augmente avec la profondeur d'extraction de l'échantillon. Cela équivaut à avoir un taux d'accroissement (vitesse/pression) qui augmente avec la profondeur qui est certainement du à la diminution des vitesses mesurée en labo (sans pression de confinement) avec la profondeur d'extraction de l'échantillon.

Les études en laboratoires, en complément des mesures dans les forages, aident à éclairer ce problème. Des mesures en laboratoires ont été effectuées sur des roches provenant de forages profonds, par exemple sur le forage de KTB. Zang *et al.* (1989) ont effectué des mesures de la relaxation sur des roches extraites du forage, en mesurant le bruit provoqué par de micro-fractures qui s'ouvrent par décompression à cause du chan-

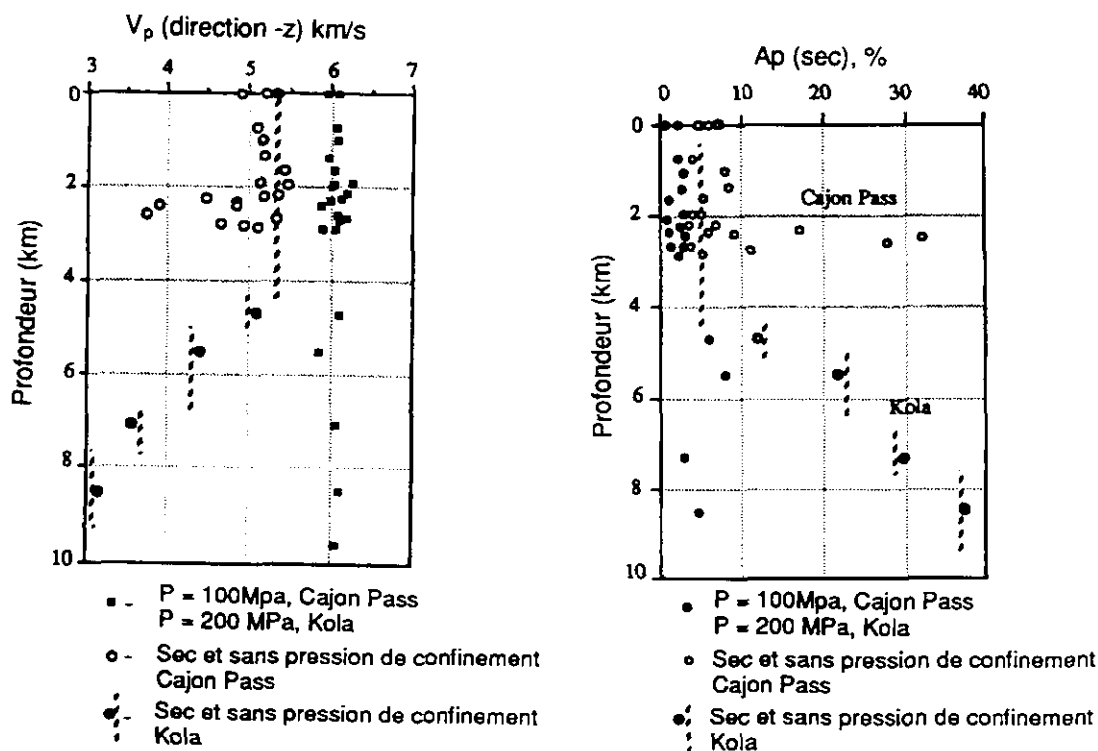


FIGURE 6.1 - Vitesses-P mesurées en laboratoire et anisotropies en fonction de la profondeur sur divers échantillons provenant de forages (d'après Vernik et Nur, 1992).

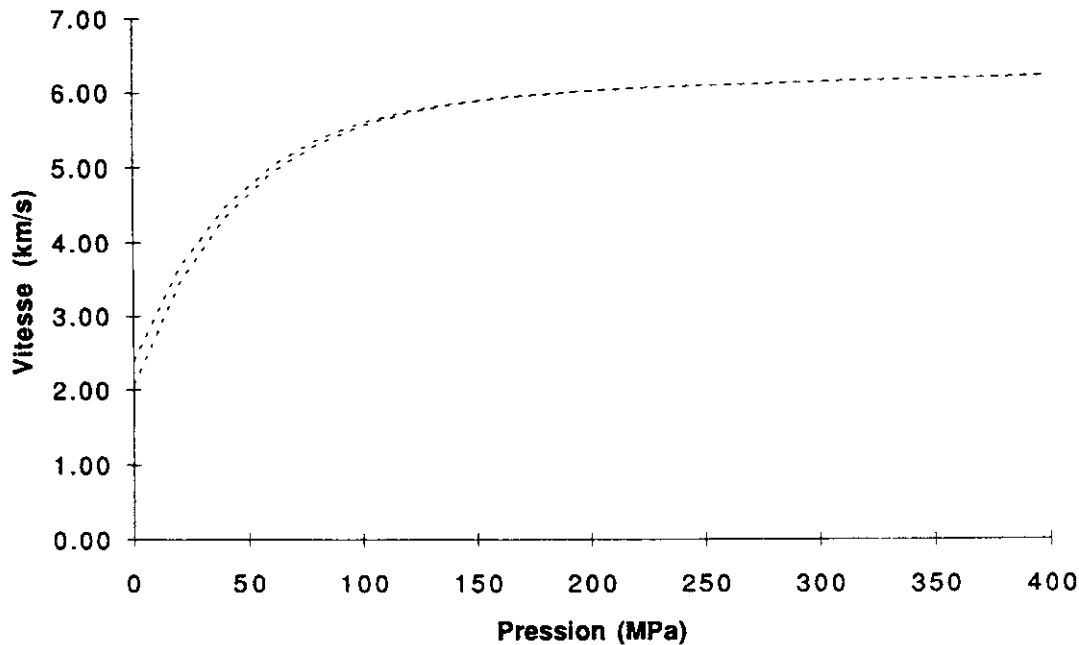


FIGURE 6.2 - Courbe expérimentale typique indiquant la variation de vitesse due à une erreur d'estimation de pression de 2 MPa

gement de contrainte “brusque” sur la roche. On remarque que la forme de la courbe du bruit en fonction du temps est similaire à l’augmentation de vitesse avec la pression (il en est de même de la courbe contrainte/déformation).

Nous pensons que ce comportement caractéristique de la fermeture des micro-fractures, que l’on retrouve sous pression en laboratoire, n’est pas le même *in situ*, car dans ce cas:

- 1/ le changement de contraintes avec la profondeur n’est pas dépendant du temps. C’est-à-dire que c’est l’observation qui change mais l’objet observé est indépendant du temps.
- 2/ Les fissures ou micro-fractures qui se ferment, en laboratoire, sous l’action de la pression, se présentent probablement de façon différente en profondeur.

Pourtant, les zones de fracturation et de fissures *in situ* sont fréquentes (Moos, 1984). Elles sont d’ailleurs une cause de la diminution de la vitesse sismique en profondeur. Walder and Nur (1984) attribuent les zones de basse vitesse, dans la croûte, à la présence de zone plastiques et de zones cassantes (“crack healing”). C’est aussi l’hypothèse la plus avancée pour expliquer les différences entre les mesures dans les forages et en laboratoire. En effet non seulement les vitesses *in situ* sont diminuées à cause des fractures (induites par forage ou préexistantes) mais aussi, comme la récupération des carottes est sélective, on ne mesure que les roches intactes et l’échantillonnage est biaisé.

Il est donc problématique de projeter en profondeur les vitesses aux faibles pressions (jusqu’à 50-80MPa). Tandis que dans la partie linéaire de la courbe $V(P)$ (figure 6.2), la variation avec la pression est moindre, et il est plus aisé et fiable de comparer les vitesses pour les différentes lithologies. Comme nos interprétations se situent à des profondeurs à partir de 2 à 3km, les effets susmentionnés jouent un moindre rôle.

VI.2.2 Observation de l'anisotropie *in situ*

L'anisotropie de vitesse peut être détectable au niveau de la croûte par sismique réflexion ou réfraction même de l'ordre de 5 à 6% seulement si elle est suffisamment étendue. Par exemple, sur le complexe ophiolitique du North Arm Massif au Canada (Christensen et Salisbury, 1979), les anisotropies de vitesse calculées à partir de la direction des fabriques des minéraux sont en accord avec les mesures de sismique réfraction. La direction d'anisotropie correspond à la direction de l'épanchement.

Crampin (1991) discute de la cause de l'anisotropie observée *in situ* par Brocher et Christensen (1991) sur des roches de la croûte affleurant en Alaska. Alors que le premier pense qu'elle est plutôt due aux inclusions de fluides alignées sous l'effet des contraintes, les autres considèrent que l'anisotropie est due à l'alignement des minéraux; cet argument est étayé par le fait que sur le terrain, l'anisotropie des roches des phyllites métamorphiques est évidente. Donc dans ce cas-ci, c'est la foliation de ces roches qui serait la cause de l'anisotropie de vitesse.

Chroston (1988) trouve également que les fissures ont un effet très importants sur l'anisotropie des vitesses sismiques. Les contraintes que subissent les roches sur le terrain et en laboratoire sont différentes; c'est pour cela que les mesures de laboratoire donnent des valeurs supérieures aux mesures de terrain. Les roches sur le terrain sont fissurées et les pressions de laboratoires ne restaurent pas nécessairement la même géométrie des pores.

En bref l'anisotropie est détectable *in situ*, elle résulte de l'alignement des minéraux, des inclusions de fluides et des fissures. Dans ces deux derniers cas principalement, à cause de la différence de contraintes, les mesures de laboratoires s'écartent des mesures sur le terrain.

VI.2.3 Quelques études comparatives des différentes méthodes

De nombreux travaux se sont penchés sur les comparaisons des résultats de laboratoire avec les mesures sur le terrain et entre les différentes mesures. Les avis diffèrent, parfois on trouve une correspondance entre ces mesures et parfois des divergences.

A propos de la vitesse à très faible profondeur, on retient l'expérience de Thouvenot (1981) qui a effectué des mesures de vitesse acoustique de la roche en fonction de la compaction dans des carrières; de 0 à 15 m, il observe pour le calcaire une vitesse de 5.7 km/s déjà à la surface et qui demeure constante, tandis que pour le micaschiste, très basse à la surface (1.6 km/s), la vitesse augmente rapidement et à 15 km elle vaut 5.5 km/s. Bien que les valeurs soient soumises à une grande incertitude, il est évident que le gradient de vitesse avec la profondeur est quasi-nul pour le calcaire et qu'il est important dans le cas du micaschiste. Ce fait est intéressant tout d'abord car on retrouve des caractéristiques de laboratoire, (chapitre 5) on a remarqué que des calcaires avaient une courbe "V(P)" plate. Alors que les schistes présentent un taux important d'augmentation de la vitesse avec la pression. De plus, les valeurs de vitesses observées sont de l'ordre des vitesses de labora-

toire à faible pression. A méthode identique, il n'apparaît pas de différence due au changement d'échelle.

Pour des profondeurs plus importantes, Gregory (1977) compare des vitesses de laboratoire avec les vitesses soniques dans les forages. La corrélation est assez bonne, en tout cas à faible profondeur (2000 m). Le calcul de la pression est effectué en tenant compte de la variation de masse volumique moyenne. Pour des profondeurs supérieures à 3500-4000 m, il trouve que la variation de vitesse avec la pression peut être négligée.

Lüschen *et al.* (1992), dans une expérience de sismique réflexion en Calabre sur une section de matériel mantélique qui afleure, ont comparé les vitesses de sismique réfraction avec les vitesses de laboratoire mesurée par Kern et Schenk, (1988). Ils trouvent une différence de 30% environ, les vitesses les plus basses étant les vitesses de terrain. Leur interprétation est que cette variation est due:

- à la fermeture des pores et fissures: 10%
- à une sous-estimation de certaines lithologie: 2-5%.
- à l'anisotropie de vitesse: 0-5%

Il reste une différence de 10% inexpliquée. Ils suggèrent que cela peut-être l'effet des dimensions et des fréquences qui provoque une différence entre la vitesse de phase et la vitesse "propre".

De leur étude comparative entre des diagraphies soniques, des mesures de sismique réfraction et des mesures en laboratoire, Salisbury *et al.* (1978) observent que les vitesses de diagraphie et de VSP sont équivalentes entre-elles, mais inférieures aux mesures de laboratoire et cela serait dû à la fracturation.

VI.3 Conclusion: Applicabilité des vitesses de laboratoire *in situ*

Projeter les vitesses mesurées en laboratoire à différentes pressions de confinement afin de simuler les conditions lithostatiques *in situ* est délicat. L'état des contraintes en profondeur est différent.

Aux basses pressions, la vitesse est très dépendante de "l'histoire" de l'échantillon, elle n'est pas uniquement dépendante de la lithologie; de plus, la vitesse augmente rapidement (de façon exponentielle) et l'estimation de vitesse est difficile, par contre pour des pressions plus importantes, l'estimation de vitesse est plus fiable.

La comparaison entre les vitesses mesurées en laboratoire et celles déterminées *in situ* est difficile, à cause principalement de la variation d'échelle et aussi de "l'estimation" du matériel mesuré. Il faut noter que:

- En laboratoire, on choisit et on peut contraindre l'objet d'observation; on maîtrise les paramètres intrinsèques et extrinsèques mais l'objet n'est pas complètement représentatif de la réalité géologique.
- En mesure de puits, on peut assez bien évaluer l'objet mesuré mais il se peut

qu'on le modifie par l'observation.

- En réfraction, on observe des objets différents et on ne peut pas agir sur l'objet de mesure ni l'évaluer.

En général la vitesse diminue quand l'échelle de mesure croît, car le matériel devient plus hétérogène. En conséquence, dans la majorité des cas, les valeurs des vitesses de forage ainsi que les vitesses de sismique réfraction sont systématiquement plus faibles que les mesures en laboratoire.

Néanmoins, ce qui est comparable, ce ne sont pas les valeurs "exactes" des vitesses elles-mêmes pour une certaine lithologie mais les contrastes de vitesse que l'on admet cohérents d'une technique de mesure à l'autre et d'un environnement à l'autre, en laboratoire et sur le terrain.

VII Récapitulation des propriétés physiques

VII.1 Relations vitesse/profondeur

Sur la figure 6.2 nous avons représenté des courbes expérimentales V/P typiques en tenant compte de l'erreur de mesure (principalement due à basse pression à l'estimation de celle-ci). Ceci en fonction d'une estimation du gradient de température et de pression avec la profondeur. On peut ainsi définir des courbes vitesse/profondeur en "données de laboratoire". La précision "données de laboratoire" est apportée car il est difficile d'extrapoler le comportement de la fermeture des pores en laboratoire à un comportement *in situ*. Seulement la partie de ces courbes qui correspond à de hautes pressions (à partir de 60-80 MPa) est utilisable sans trop d'erreurs: la forme de la courbe est quasi-linéaire.

VII.2 Relations vitesse/masse volumique en fonction des différentes lithologies

Nous avons donné aux chapitres III les valeurs des masses volumiques moyennes et des vitesses moyennes à 400 MPa pour chaque lithologie de notre échantillonnage.

Sur la figure 7.1 les valeurs des masses volumiques sont représentées en fonction des vitesses. On voit que les vitesses augmentent avec les masses volumiques. La représentation inverse (vitesses en fonction des masses volumiques) est un diagramme classique parfois appelé "diagramme de Birch" (Birch, 1961). Birch a fait correspondre des droites de régression à certaines lithologies. Il a trouvé que, le long de ces droites, les roches se corrélaient par leur numéro atomique moyen "m".

D'autres auteurs ont tenté de faire passer par leur ensemble de données des droites de régression. L'intérêt étant de tenter de déduire la vitesse à partir des masses volumiques (et réciproquement). C'est une entreprise délicate et cela ne peut se faire que dans le cas de données particulières lorsque les lithologies sont du même type, par exemple pour les roches sédimentaires ou des roches ignées. Kobranova (1989) présente pour les minéraux essentiels un graphe vitesse/masse volumique; il y apparaît que la vitesse croît exponentiellement avec la masse volumique, puis diminue (l'or par exemple a une vitesse très faible).

Toutefois les graphes masse volumique/vitesses sont très intéressants. Tout d'abord ils permettent de distinguer des groupes de valeurs: par exemple sur la figure 7.1 sont re

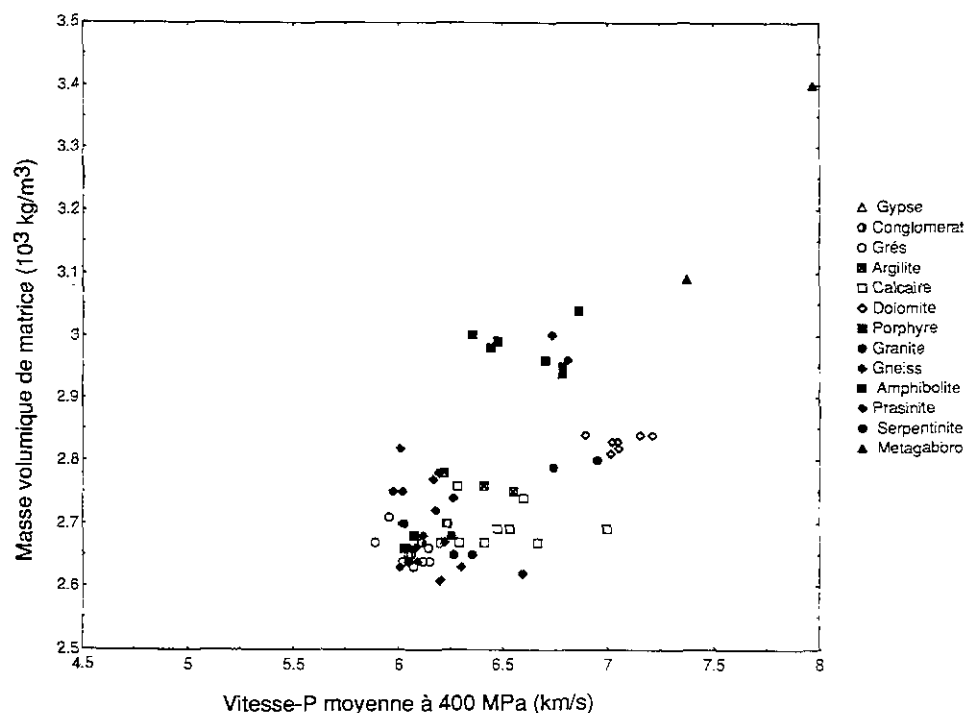


FIGURE 7.1 - Masses volumiques de matrice en fonction des vitesses (à 400 MPa) pour toutes les roches de notre échantillonnage. Les symboles en grisé représentent les roches du socle cristallin (A), en creux les méta-sédiments (B) et en noir les roches basiques (C).

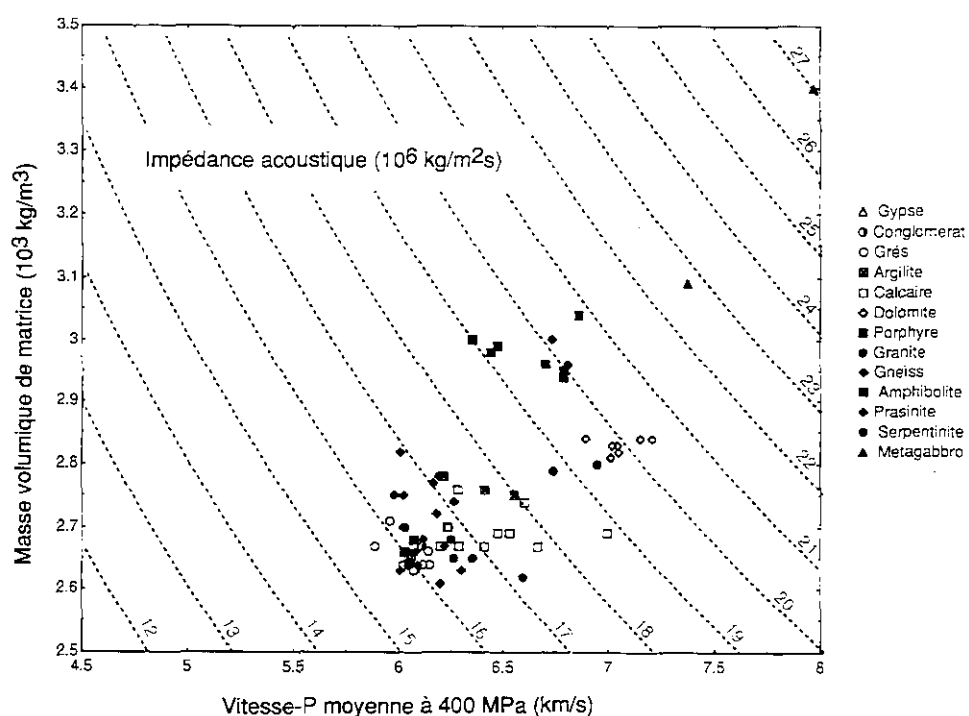


FIGURE 7.2 - Masses volumiques de matrice en fonction des vitesses moyennes (à 400 MPa) pour toutes les roches de notre échantillonnage (cf. FIGURE 7.1). Avec superposition des valeurs d'impédance acoustique (en pointillés). L'espacement entre deux courbes est de $1 \cdot 10^6 \text{ kg/m}^2\text{s}$.

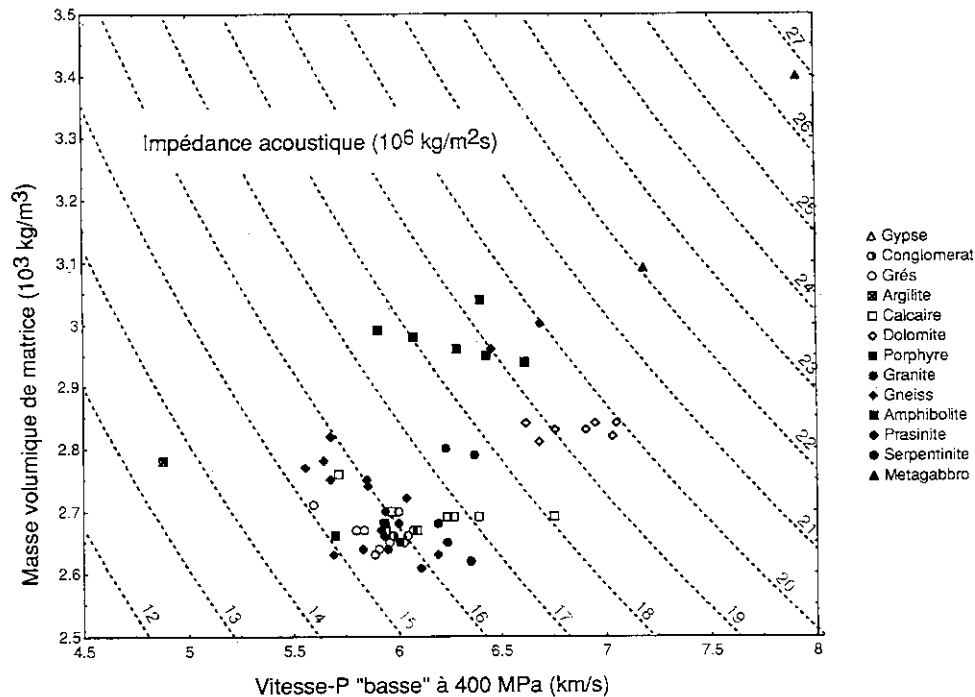


FIGURE 7.3 - Masses volumiques de matrice en fonction des vitesses (à 400 MPa) perpendiculaires à la foliation (direction 1) pour toutes les roches de notre échantillonnage (cf. FIGURE 7.2).

présentées les roches de notre échantillonnage; en grisé les roches du socle cristallin qui ont de faibles valeurs de vitesse et de masses volumiques, en blanc les méta-sédiments plus dispersés et en noir, les roches basiques avec les valeurs élevées. Mais l'intérêt fondamental est de pouvoir visualiser les valeurs de l'impédance acoustique Z (figure 7.2). En effet les "iso-impédances acoustiques" se représentent sous forme de courbes équidistantes sur ce graphe des hyperboles d'équation:

$$\rho = \frac{Z}{V}$$

Sur la figure les valeurs s'échelonnent entre 15 et $27 \cdot 10^6 \text{ kg/m}^2\text{s}$. L'écart entre deux courbes est de $1 \cdot 10^6 \text{ kg/m}^2\text{s}$. Cette superposition des "iso-impédances" est précieuse car elle donne un repère indépendant de l'échelle d'observation, mais surtout cela permet, directement à partir du graphe, d'estimer les contrastes d'impédances acoustiques et donc les coefficients de réflexion qui induiraient les contacts entre ces lithologies adjacentes. Ainsi, on remarque d'emblée, que des roches qui présentent des masses volumiques et des vitesses différentes, les amphibolites et les dolomies, ont en fait des impédances acoustiques similaires (autour de $20 \cdot 10^6 \text{ kg/m}^2\text{s}$).

Si on reprend la même classification que pour les autres propriétés physiques (masse volumique, vitesse, et anisotropies) on voit que les roches du socle cristallin ont des impédances entre 16 et $17 \cdot 10^6 \text{ kg/m}^2\text{s}$. Les métasédiments varient environ entre 16 et $20 \cdot 10^6 \text{ kg/m}^2\text{s}$. Les grès ayant les valeurs les plus basses (autour de $16 \cdot 10^6 \text{ kg/m}^2\text{s}$ également), puis les calcaires (16.5 et quasi $19 \cdot 10^6 \text{ kg/m}^2\text{s}$, cette dernière valeur correspondant à un marbre) et les dolomies autour de 20. Parmi les roches basiques, l'écart est

encore plus important: il s'étale entre $19 \cdot 10^6 \text{ kg/m}^2\text{s}$ pour les serpentinites et $27 \cdot 10^6 \text{ kg/m}^2\text{s}$ pour le métagabbro éclogitique. Comme on l'a vu les amphibolites et prasinites ont des valeurs similaires aux dolomies, c'est-à-dire entre 19 et $21 \cdot 10^6 \text{ kg/m}^2\text{s}$.

Sur la figure 7.3, à la place des vitesses moyennes, sont représentées les vitesses dans la direction 1 (c'est-à-dire perpendiculaires à la foliation). La distribution des valeurs d'impédance acoustique est légèrement différente. On retrouve la même tendance mais l'étalement est plus grand et les valeurs sont décalées vers la gauche sur le graphe, ce qui correspond à des valeurs plus faibles. Il faut noter que l'étalement est plus important pour les lithologies qui présentent des anisotropies différentes de par l'intensité (valeurs de A_f) mais également la forme de l'anisotropie (différents A_f et A_l), comme par exemple les amphibolites (chapitre IV.3). Les lithologies pour lesquelles la différence est la plus importante sont tout d'abord les argilites (13.5 au lieu de 17) et les amphibolites (17.5 à près de $19.5 \cdot 10^6 \text{ kg/m}^2\text{s}$ au lieu de 19 à $21 \cdot 10^6 \text{ kg/m}^2\text{s}$). Les serpentinites se disposent autour d'une valeur d'impédance acoustique de $17.5 \cdot 10^6 \text{ kg/m}^2\text{s}$ au lieu de $19 \cdot 10^6 \text{ kg/m}^2\text{s}$. Les gneiss par contre varient peu (plus près de $16 \cdot 10^6 \text{ kg/m}^2\text{s}$) et se séparent donc légèrement des granites.

VII.2.1 Influence des températures

Comme mentionné au chapitre III, l'augmentation de température a pour effet de diminuer les vitesses sismiques. Nous avons vu que pour la plupart des roches, avant 400° la décroissance est linéaire et les différences entre la vitesse à température ambiante et la vitesse à 400° sont inférieures à quelques %. Les valeurs de décroissance que nous avons calculées à partir des échantillons de Kern (1982) et Christensen (1982) ont été appliquées aux roches équivalentes de notre échantillonnage. Sur la figure 7.4 sont reportées les variations estimées des vitesses moyennes des échantillons dues à l'augmentation de température et, pour avoir le cas le plus pessimiste, les valeurs à 400° ont été utilisées. En effet dans les Alpes, le gradient se situe entre 25 et $30^\circ/\text{km}$ et ne dépasse pas $30^\circ/\text{km}$ (Okaya, 1993). Sur les vitesses moyennes, cet effet est peu marquant et il reste de l'ordre de grandeur de la précision des mesures et de la distribution des valeurs pour une même lithologie. Seuls les grès et le marbre présentent une différence plus significative: la vitesse diminue de 0.3 km/s par rapport à la valeur à température ambiante. Dans le cas des dolomies nous n'avons pas trouvé d'indication de mesure en températures.

Dans la deuxième partie, on s'intéressera aux contrastes d'impédances acoustiques et l'on voit que cela n'influe pas sur ces contrastes. Pour la majeure partie des échantillons, la variation est du même ordre de grandeur dans le même sens, et par conséquent l'effet s'annule, il n'apparaît pas au niveau du contraste. Une exception doit être retenue toutefois dans le cas des marbres car la diminution de vitesse est plus marquée et n'est pas linéaire.

Comme on compare des couches adjacentes, elles devraient être à la même température, sauf dans le cas limite d'écoulement de fluide important. Nous n'abordons pas ces problèmes de fluides et l'étude des réflexions se basera uniquement sur les contrastes lithologiques.

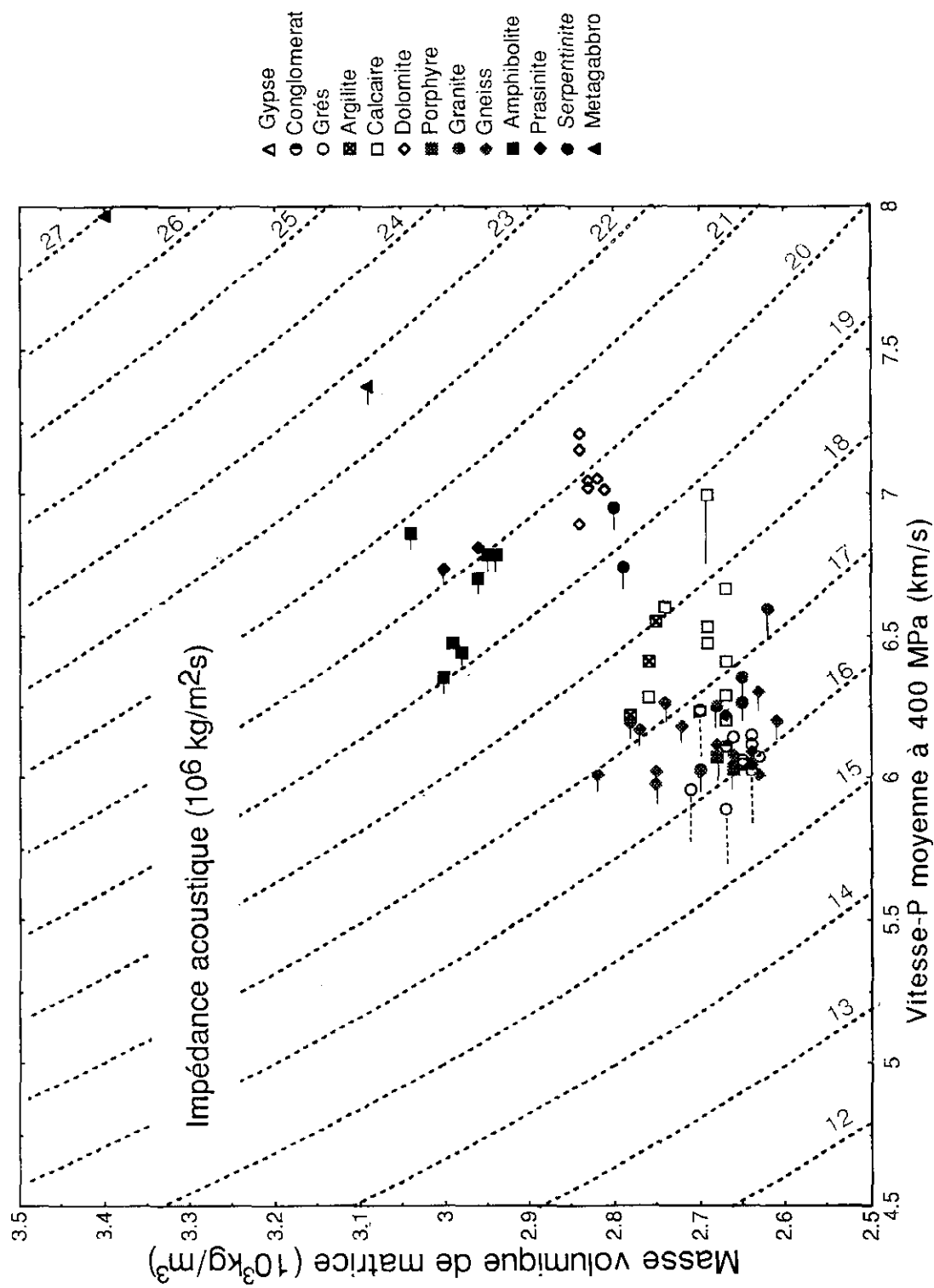


FIGURE 7.4 - Masses volumiques de matrice en fonction des vitesses moyennes (à 400 MPa) pour toutes les roches de notre échantillonnage (cf. FIGURE 7.2). Les traits horizontaux correspondent à la diminution de la vitesse à une température de 400° (voir texte). Les dolomies n'ont pas de valeurs.

Deuxième partie:

**Application des propriétés
physiques des roches à
l'étude des réflecteurs des
profils sismiques du PNR20**

VIII Contexte des profils sismiques

VIII.1 Introduction géologique

Les Alpes, dans le modèle tectonique simple, sont considérées résulter de la fermeture de la Téthys lors de la collision, au Crétacé, de la plaque Européenne avec la plaque Adriatique (Trümpy, 1980; Coward et Dietrich, 1989; Stampfli et Marthaler, 1990; Laubscher, 1988). Une conséquence de cette collision est la formation de piles épaisses de nappes de la couverture et du socle, provenant principalement de la marge continentale européenne et du micro-continent Briançonnais. Des restes de la croûte océanique ont été inclus lors de la construction des nappes internes. Les Alpes centrales recouvrent la partie sud de la Suisse et sont le sujet du programme de recherche du PNR20 (Frei *et al.*, 1989). On distingue, du nord au sud, trois zones tectoniques dans les Alpes centrales:

- 1) l'Helvétique, ou domaine externe, comprenant des couches provenant de la marge continentale européenne;
- 2) le Pennique, ou domaine interne, dont une partie a été charriée au-dessus des nappes helvétiques et constitue les Pré-Alpes; il est formé de la couverture sédimentaire de la Thétys, du socle cristallin océanique et d'unités ophiolitiques.
- 3) l'Austro-Alpin et les Alpes du Sud qui consistent en des unités de la marge Adriatique continentale. Cette dernière zone ne sera pas abordée.

Les lignes étudiées se situent dans les domaines Helvétique et Pennique: sud du profil PNR20-Est et profils PNR20-West (1-4) (figure 8.1). Une brève introduction géologique des zones que recoupent ces profils précèdera l'analyse des réflexions (chap IX.1.1, IX.2.1 et IX.3.1). On trouvera dans Pfiffner *et al.*, 1990; Schmidt *et al.*, 1990; Valasek, 1992; Marchant *et al.*, 1993 une description géologique plus détaillée de ces zones, mais *grosso modo* on peut dire que la séquence de sédimentation dans ces deux domaines se situe principalement au mésozoïque, sur un substratum varisque. Le chevauchement basal ou front pennique marque la limite entre le domaine Helvétique, peu déformé, et le Pennique, plus métamorphisé. Les nappes de la couverture helvétique qui sont composées essentiellement d'argilites, de grès et de carbonates, sont caractérisées par des plis d'amplitude et de longueur d'onde variables. Elles recouvrent les massifs cristallins des Aiguilles rouges et de Gastern. Les massifs plus internes du MontBlanc, de l'Aar et du Gotthard et les nappes penniques du socle qui les recouvrent (comme Siviez-Mischabel, MontRose, Mont Fort) se distinguent par des plis isoclinaux de large amplitude et présentent des surfaces de chevauchement continues. Les nappes penniques sont composées essentiellement de métasédiments et d'ophiolites: ce sont des blocs de la croûte océanique qui ont subi un rétro-métamorphisme de haute pression au Crétacé supérieur, elles contiennent également une partie de la marge continentale.

Le traitement sismique de ces profils a été discuté dans les références citées ci-dessus. Mais nous allons préciser les notions, liées à la nature des réflecteurs et à leur détection nécessaires à la discussion sur l'interprétation.

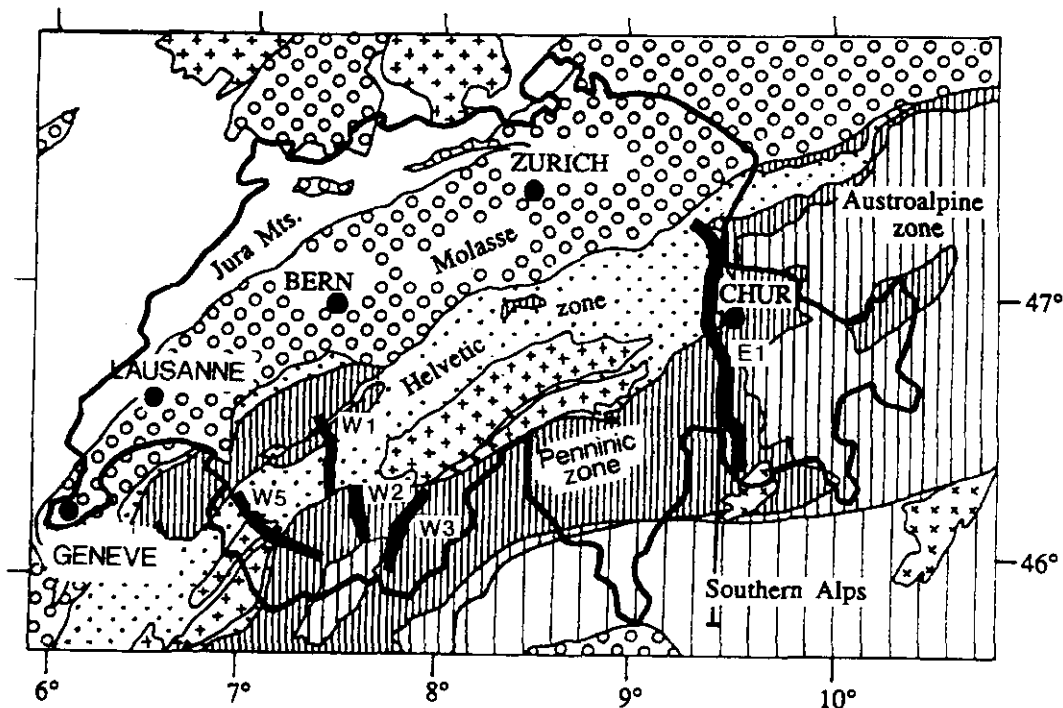


Figure 8.1 - Carte géologique indiquant les tracés des profils sismiques réflexion PNR20 Est et Ouest

VIII.2 Acquisition des profils alpins et cas particulier de la sismique profonde

Le projet PNR20 avait pour but l'étude de la structure profonde sous les Alpes. Les données sismiques ont été acquises par deux méthodes différentes. De la dynamite a été utilisée comme source pour avoir une image de la croûte profonde et des camions vibreurs (vibro-seis), pour avoir une bonne résolution plus en surface (Frei *et al.*, 1989, 1990). En effet les réflecteurs plus profonds (aux environs de 11-15 s) sont mieux marqués avec l'explosif, tandis que les réflecteurs moins profonds (de 1s à 8 s) sont plus visibles sur les sections vibroseis.

Les profils ont été acquis entre 1986 et 1989 par Prakla-seismo et par la CGG (Compagnie Générale de Géophysique). Les paramètres d'acquisition sont résumés sur le tableau 8.1. L'acquisition avec la source vibroseis avait une couverture multiple (maximum 120). Les parties acquises à la dynamite avec une grande énergie (100 kg) et une faible couverture (max. 4) ont été traitées en couverture simple.

Les lignes ont été traitées à l'Université de Lausanne par le groupe Gransir (du Bois *et al.*, 1990a et 1990b; Levato *et al.*, 1993) et à l'ETH Zurich (Valasek *et al.*, 1990, 1991; Valasek, 1992).

TABEAU 8.1 - Paramètres d'acquisition des profils du PNR20

Dynamite	
Longueur du dispositif	19.12 km
Intervalle entre groupes	80 m
Nb de géophone par groupe	18-24 en ligne
Intervalle entre sources	5 km
Charge moyenne	100 kg
Longueur d'enregistrement	60 s
Filtre de terrain	50 Hz
Pas d'échantillonnage	4 ms
Couverture	1-4
Vibroseis	
Longueur du dispositif	19.44 km
Intervalle entre groupes	80 m
Nb de géophone par groupe	18-24 en ligne
Nb de vibrateurs	5-6
Intervalle entre sources	40 m
Fréquences du sweep	10-48 Hz
Longueur du sweep	60 s
Longueur d'enregistrement	64 s
Nombre de vibrateurs	1-4
Pas d'échantillonnage	4 ms
Couverture	120

Dans les Alpes à cause de la topographie très escarpée (certains profils ont presque 4000 m de dénivelé), la mise en oeuvre du dispositif d'acquisition est ardue et lorsque la topographie est plus simple, les zones sont très peuplées et le bruit important, par exemple les parasites (16 2/3 Hz) dus aux réseaux des chemin de fer suisses (CFF). Au niveau du traitement, le travail de routine nécessite des efforts particuliers, comme la mise en oeuvre de la géométrie qui est laborieuse ainsi que l'application des corrections statiques. Par contre le relief peut présenter des avantages pour l'interprétation, car les structures peuvent être projetées en profondeur. Le relief a impliqué une ligne sismique sinueuse qui a permis l'application de méthodes particulières de traitement (voir par exemple du Bois *et al.*, 1990a pour l'étude des pendages latéraux ou pseudo-3d).

VIII.3 Analyse de la réflectivité

VIII.3.1 Problèmes de résolutions sismiques

Le pouvoir de résolution vertical est le fait de pouvoir distinguer deux horizons. Il dépend de la forme du signal incident donc de la longueur d'onde λ et de la fréquence f et de la vitesse V dans le milieu traversé.

$$\text{Rappel: } V = \lambda f$$

Si λ est la longueur d'onde principale le pouvoir de résolution vertical est de l'ordre de $\lambda/4$ et même $\lambda/2$ en présence de bruit important. Mais suivant les conditions du rapport signal/bruit elle peut être réduite jusqu'à $\lambda/8$.

En profondeur, le signal est filtré passe-bas et les vitesses augmentent, donc le pouvoir de résolution diminue.

TABLEAU 8.2 - Pouvoir de résolution vertical établi en fonction des paramètres du PNR20

profondeur (km)	fréquences (Hz)	vitesses (m/s)	résolution verticale (m)
02 - 3	50	5000	12.5 - 50
8-10	30	6000	25 - 100

Le pouvoir de résolution horizontal est le fait de pouvoir séparer latéralement deux accidents du sous-sol. La distance (r) qui sépare ces deux événements doit être supérieur au diamètre de la zone de Fresnel (t), celle-ci dépend de la fréquence. La distance entre géophones doit être courte.

$$r = \frac{V}{2} \cdot \left(\frac{t}{f} \right)^{\frac{1}{2}} \quad (\text{sans migration})$$

TABLEAU 8.3 - Pouvoir de résolution horizontal établi en fonction des paramètres du PNR20

profondeur (s)	fréquences (Hz)	vitesses (m/s)	résolution horizontale (m)
1-2	50	5000	~500
3-4	30	6000	~1000

VIII.3.2 Impédances acoustiques et coefficient de réflexion

Pour avoir une réflexion, il faut un contraste d'impédance acoustique. L'utilisation des impédances acoustiques à partir des données de laboratoire ne se fait pas sans précaution. Nous avons vu au chapitre 6, que au regard des profondeurs considérées et de la faible porosité des roches, on pouvait prendre les valeurs de masse volumique de matrice. Par la suite, sauf pour les réflecteurs les moins profonds (jusqu'à 1 à 2 s qui correspond *grosso modo* à des profondeurs jusqu'à 6 km), on utilisera la vitesse à 400 MPa . En effet dans la plupart des cas, on étudie les contacts lithologiques qui donnent un coefficient de réflexion minimum de 0.05, il est suffisamment fort pour que de faibles variations sur les vitesses ne changent pas l'argumentation. Le tableau 8.4 donne les valeurs des coefficients de réflexions (à incidence normale) pour différents contrastes d'impédance acoustique. On voit qu'une différence de $2 \cdot 10^6$ kg/m²s d'impédance acoustique induit un coefficient de réflexion de 0.05 à 0.06. Cette table permet d'estimer directement à partir des graphes vitesse/masse volumique (figure 7.2), sur lesquelles sont reportées les impédances acoustiques, la valeur du coefficient de réflexion obtenu suivant un contraste de lithologie donné.

TABEAU 8.4 - coefficients de réflexion à incidence normale pour différents écarts d'impédance acoustique

Contrastes d'impédance acoustique ($10^6 \text{kg/m}^2\text{s}$)	Coefficient de Réflexion (incidence normale)
15 - 16	0.03
16 - 17	↓
17 - 18	↓
18 - 19	↓
19 - 20	0.02
20 - 21	↓
15 - 17	0.06
16 - 18	↓
17 - 19	↓
18 - 20	↓
19 - 21	↓
20 - 22	0.05
15 - 18	0.09
16 - 19	↓
17 - 20	0.08
18 - 21	↓
19 - 22	0.07

Signe des coefficients de réflexion

Dans l'approche globale, nous allons considérer la valeur absolue du coefficient de réflexion, le signe n'est pas pris en compte. Cela pourrait être intéressant si l'on pouvait observer la polarité des réflexions sur les sections sismiques. Par contre au niveau de la modélisation, le signe des réflexions est important car pour une superposition de couches de faible épaisseur, cela peut provoquer des interférences du signal constructives ou destructives.

VIII.3.3 Angle d'incidence et influence des pendages

Pour des incidences supérieures à 15 à 20°, l'amplitude, l'intensité du coefficient de réflexion varie considérablement (Zoeppritz 1919, Ewing et al. 1957). Dans le contexte de l'acquisition des données du PNR20, l'offset maximum est de 9740m (et même supérieur pour la ligne W5) ce qui fait un angle de 78° à 1 km qui diminue jusqu'à 26° à 10 km. Ces estimations ne tiennent pas compte de la courbure des rais en milieu inhomogène ni de la loi de Snell, mais illustrent le fait que les angles d'incidence sont très variables sur ces pro-

files.

Influence de l'anisotropie

Les estimations des coefficients de réflexion sont faites, lorsque cela n'est pas spécifié explicitement, en considérant les vitesses moyennes. Essayons d'évaluer comment l'anisotropie d'une couche influence le coefficient de réflexion. Si l'on considère, toujours avec une incidence normale, le cas où l'une des couches est très anisotrope (une anisotropie de 20% pour le niveau 1) et que l'impédance du niveau 2 est égale à l'impédance moyenne du niveau 1, le coefficient de réflexion résultant est alors de 0.05.

En effet considérons V_n la vitesse "basse" niveau 1, V_x la vitesse "haute" niveau 1 et V_m la Vitesse moyenne ;

$$V_n = V_m - d \quad \text{et} \quad V_x = V_m + d$$

et V_2 la vitesse du second niveau (isotrope) égale à V_m . Soit A , l'anisotropie du niveau 1 et Z le coefficient de réflexion. Ils s'écrivent:

$$A = \frac{V_x - V_n}{V_m} \quad \text{et} \quad Z = \frac{V_n - V_2}{V_n + V_2}$$

en fonction de d cela donne

$$A = \frac{2d}{V_m} \quad \text{et} \quad Z = -\frac{d}{2V_m + d}$$

En remplaçant d par A

$$Z = -\frac{A}{4 + A}$$

Les estimations des coefficients de réflexions sont faites à incidence normale et avec les vitesses moyennes dans la plupart des cas. Pour la modélisation, qui est une approche plus "fine", on utilisera les vitesses basses, perpendiculaire à la foliation qui est parallèle à la stratification.

VIII.3.4 Analyse des profils sismiques PNR20 Est et Ouest

L'échantillonnage a été effectué sur différentes régions des Alpes suisses pour avoir une représentation des lithologies caractéristiques qui se trouvent à l'aplomb des profils sismiques. Ceci dans le but d'appliquer l'information des mesures de laboratoire à l'interprétation de ces profils. Dans les Alpes, le plongement des structures fait que l'on retrouve à l'affleurement la plupart des contacts lithologiques en profondeur qui sont identifiés comme des réflecteurs potentiels. Les particularités de chacun des profils: le sud du PNR20/Est, et le PNR20/W2, W3 et W4, (qui ont déjà fait l'objet de publications) ainsi que le PNR20/W1 sont présentées. L'analyse des réflexions est faite en fonction des différentes lithologies rencontrées le long des profils. Une approche globale consiste à déterminer, par rapport aux lithologies adjacentes en profondeur, les coefficients de réflexion les plus importants sur chaque profil. Sans indication particulières, on utilisera

les vitesses à 400 MPa. Dans d'autres cas on utilisera les vitesses à des pressions inférieures. Cela revient à avoir une approche différente dans la précision de l'estimation des réflexions. Pour chaque profil nous comparons les hypothèses avec les résultats obtenus en nous basant sur les sections sismiques. Les caractéristiques de chaque profil sont soulignées, et des indications sur la nature des réflecteurs sont apportées. Ces discussions sur les réflexions se basent sur l'étude des contrastes lithologiques en considérant les échantillons représentatifs. Bien que notre échantillonnage soit important, il n'est pas exclu que certaines lithologies ne soient pas représentées, et, en particulier il n'est pas possible de représenter les zones de failles.

IX Profil PNR20/Est

IX.1 Introduction géologique et description des échantillons

Le profil PNR20/Est traverse des zones de l'Helvétique et du Pennique de la partie orientale des Alpes suisses. Il part du plateau molassique, passe par Coire (Chur) et atteint Burg au Sud. La localisation du profil se trouve sur la carte géologique (figure 9.1) tirée de Pfiffner *et al.* (1988). Le nord de la ligne sismique a été étudiée par Stäubli *et al.* (1993). Nous nous intéressons plus particulièrement à la partie Sud de cette ligne, entre Tschepp et Burg. Grâce à un fort plongement vers l'Est, les structures géologiques sous-jacentes, se retrouvent à l'affleurement à l'ouest du profil. Cette partie de la zone pennique est dominée par un empilement de nappes; de haut en bas, sur la coupe géologique de la figure 9.2, nous trouvons la nappe de Suretta, Tambo, Adula. Le corps de ces nappes est composé par des roches du socle cristallin, et elles sont séparées par de minces couches de roches de la couverture mésozoïque, les zones de Splügen et de Misox, constituées principalement de carbonates (Pfiffner *et al.*, 1990). La majeure partie de la couverture sédimentaire originale de ces nappes a été décollée, déplacée pour former des nappes de couverture comme par exemple, l'unité des "Bündnerschiefer" et la nappe d'Aul. Les "Bündnerschiefer" se composent essentiellement d'une séquence monotone de grès, argilites et calcaires argileux. La nappe d'Aul est formée principalement par des carbonates. Le massif de l'Aar qui se retrouve en dessous de cet empilement de nappes, remonte plus au nord. Quelques lentilles d'ophiolites et de roches cristallines sont intercalées dans les nappes de couverture.

Les lieux d'échantillonnage sont indiqués sur la figure 9.1 et la position des échantillons est projetée en profondeur sur la figure 9.2. De haut en bas et du Sud au Nord, nous rencontrons les lithologies décrites ci-dessous.

Dans le Pennique, les deux lithologies principales de la nappe de Suretta sont un gneiss pré-varisque à chlorite-muscovite du complexe de Timun, représenté par l'échantillon **pf9**, et un porphyre quartzifère (**pf10**) de Rofna, d'âge paléozoïque supérieur. Le **pf16** qui provient de la base de la nappe est l'équivalent très mylonitisé du **pf10**. De la zone de Splügen, nous avons un marbre calcaire (**pf4**). Puis, de nouveau, des roches du cristallin de la nappe de Tambo avec les échantillons (**pf3**) et (**pf7**), deux gneiss oeillés, présentant des degrés de déformation différents, et se trouvant près du front de la nappe. L'échantillon (**pf3**) proche du chevauchement basal est plus mylonitisé. Le marbre dolo-mitique triasique (**pf8**) de la nappe de Misox pourrait faire partie de la couverture sédimentaire originale de la nappe d'Adula. Dans la zone de Misox, on trouve aussi une zone de cisaillement d'écailles du socle, l'unité du Gadriol, représentée par l'échantillon (**pf17**), un gneiss mylonique. Les lithologies typiques de la nappe d'Aul sont un marbre calcique (**pf13**) et un schiste à épidote-chlorite-albite ou prasinite (**pf14**). C'est le seul re-

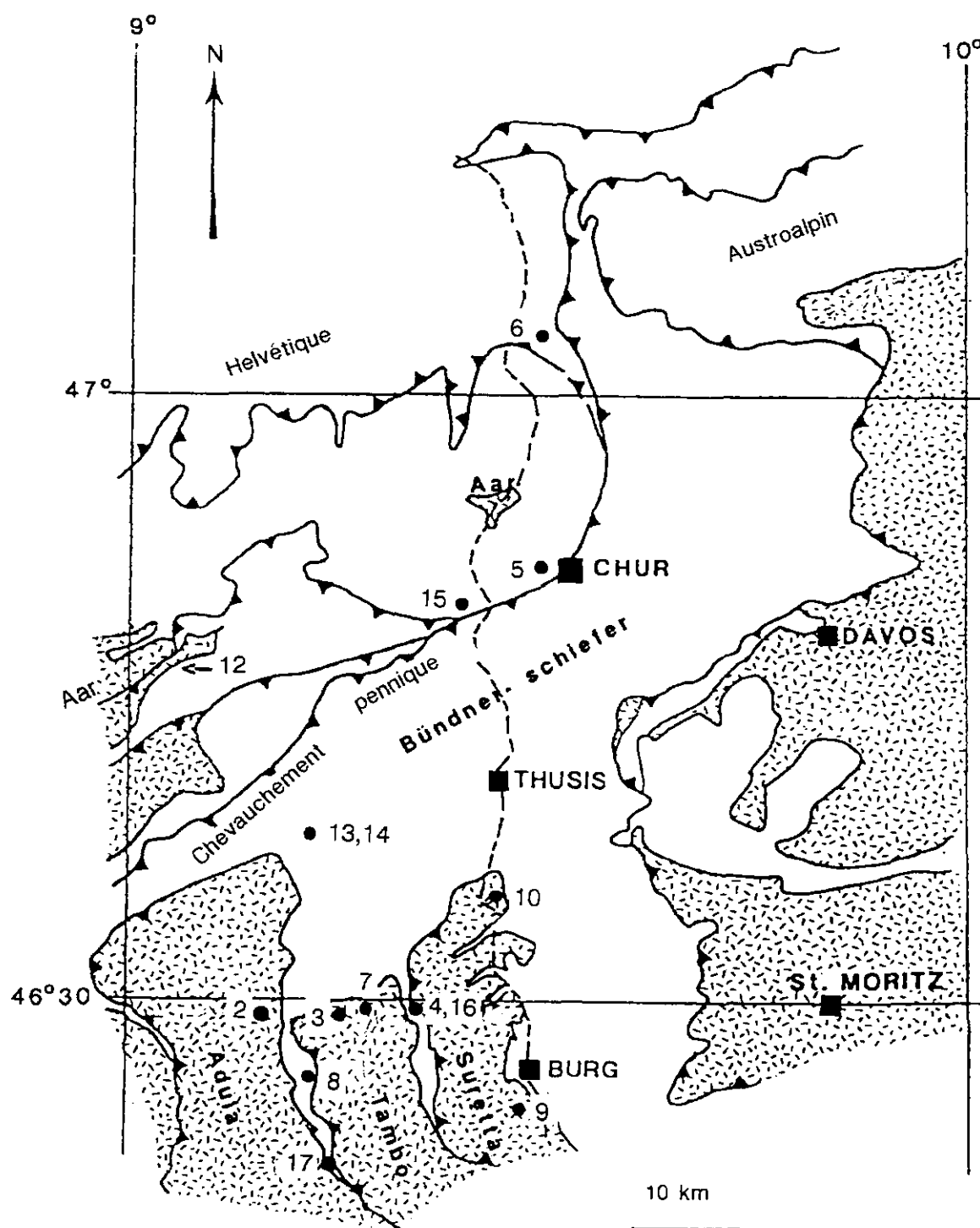


FIGURE 9.1 - Carte géologique indiquant le tracé du profil sismique PNR20-Est (en traits tillés) et la localisation des lieux d'échantillonnage (cercles pleins) des échantillons "pf".

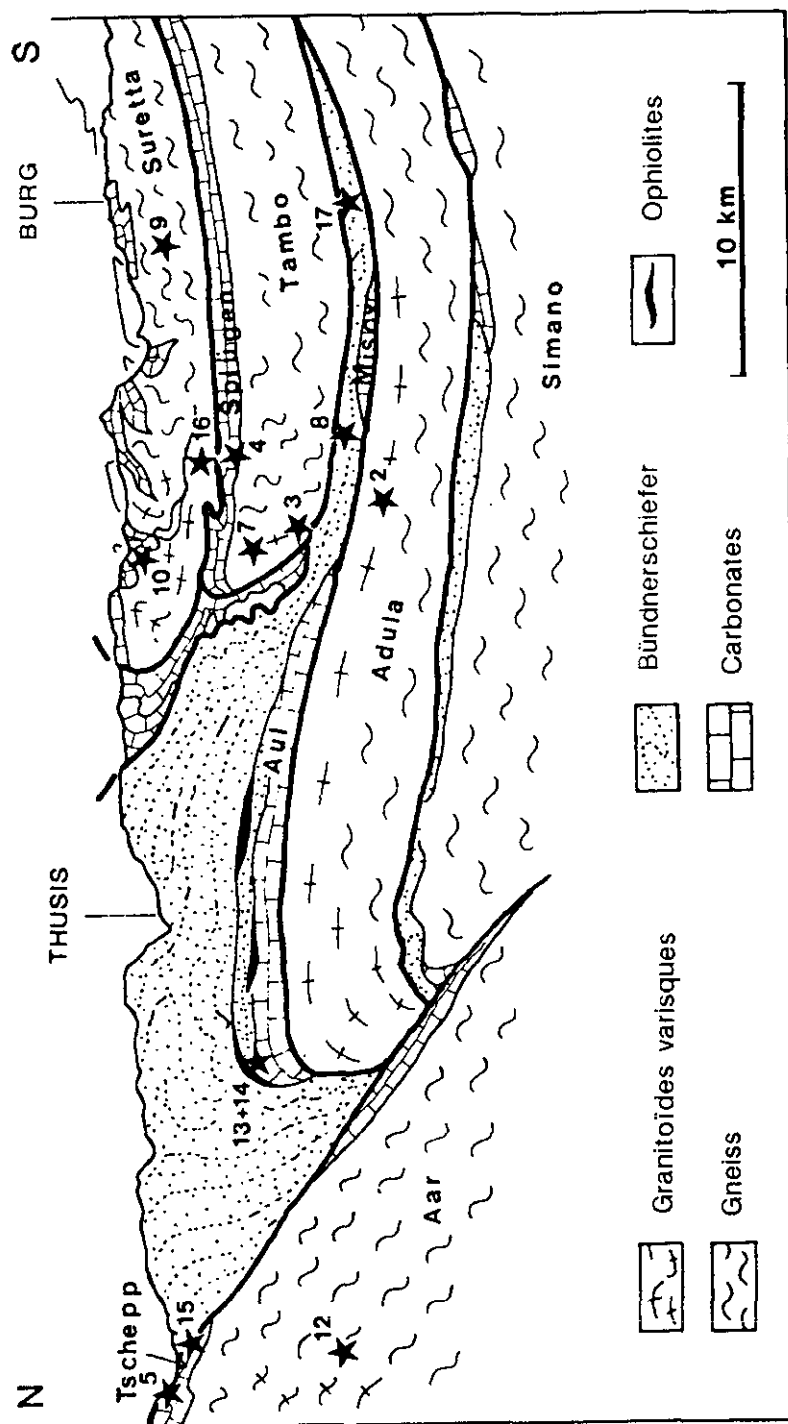


FIGURE 9.2 - Coupe géologique à l'aplomb du profil sismique montrant la projection (étoilles) des échantillons en profondeur. Les numéros correspondent aux échantillons "pf".

présentant de roches ophiolitiques de cet échantillonnage, mais nous pouvons faire référence aux valeurs de celles de la zone pennique de Suisse orientale que nous avons mesurées (**st14-st19**). Le gneiss déformé (**pf2**) provient du haut de la nappe de l'Adula.

Dans l'Helvétique, nous trouvons des calcaires du Jurassique (**pf5**) et (**pf6**) qui font partie d'une épaisse séquence carbonatée. Ils ne proviennent pas des mêmes unités tectoniques et présentent des faciès métamorphiques différents: (**pf5**), provenant de la nappe de Glarus, est de l'anchizone, et (**pf6**) (non indiqué sur la coupe figure 9.2), de la nappe de Tschepp, est de l'épizone. Un autre échantillon de cette nappe est une dolomie triasique (**pf15**). Le dernier échantillon est un granite du massif de l'Aar (**pf12**); il a été récolté à 50 km à l'ouest du profil et sa localisation ne se trouve pas sur la carte.

IX.2 Impédances acoustiques

Le détail des propriétés physiques a été traité par lithologies dans le chapitre qui traite de l'analyse des données (chapitre IV). Nous nous intéressons ici aux impédances acoustiques de cet échantillonnage. Pour des vitesses à 400 MPa, les impédances varient de 16 à $20 \cdot 10^3 \text{ kg/m}^2\text{s}$ (figure 9.3). Les porphyres, gneiss et granites ont des impédances faibles, entre 16 et $17 \cdot 10^3 \text{ kg/m}^2\text{s}$, la prasinite et les dolomies se situent autour de $20 \cdot 10^3 \text{ kg/m}^2\text{s}$ et les calcaires et marbres calcaires, entre 17 et $19 \cdot 10^3 \text{ kg/m}^2\text{s}$, suivant leur degré de compaction et leur composition plus ou moins quartzitique (cf. chapitre IV). Nous avons vu que les roches de la séquence ophiolitique auraient aussi des impédances acoustiques de l'ordre de $20 \cdot 10^3 \text{ kg/m}^2\text{s}$ au minimum. Les deux gneiss (**pf9**) et (**pf3**), le porphyre (**pf16**) et la prasinite (**pf14**) ont des anisotropies de vitesse élevées, supérieures à 10% (tableau 9.1) et les impédances acoustiques peuvent de ce fait varier de $\pm 0.5 \cdot 10^3 \text{ kg/m}^2\text{s}$ suivant les directions considérées.

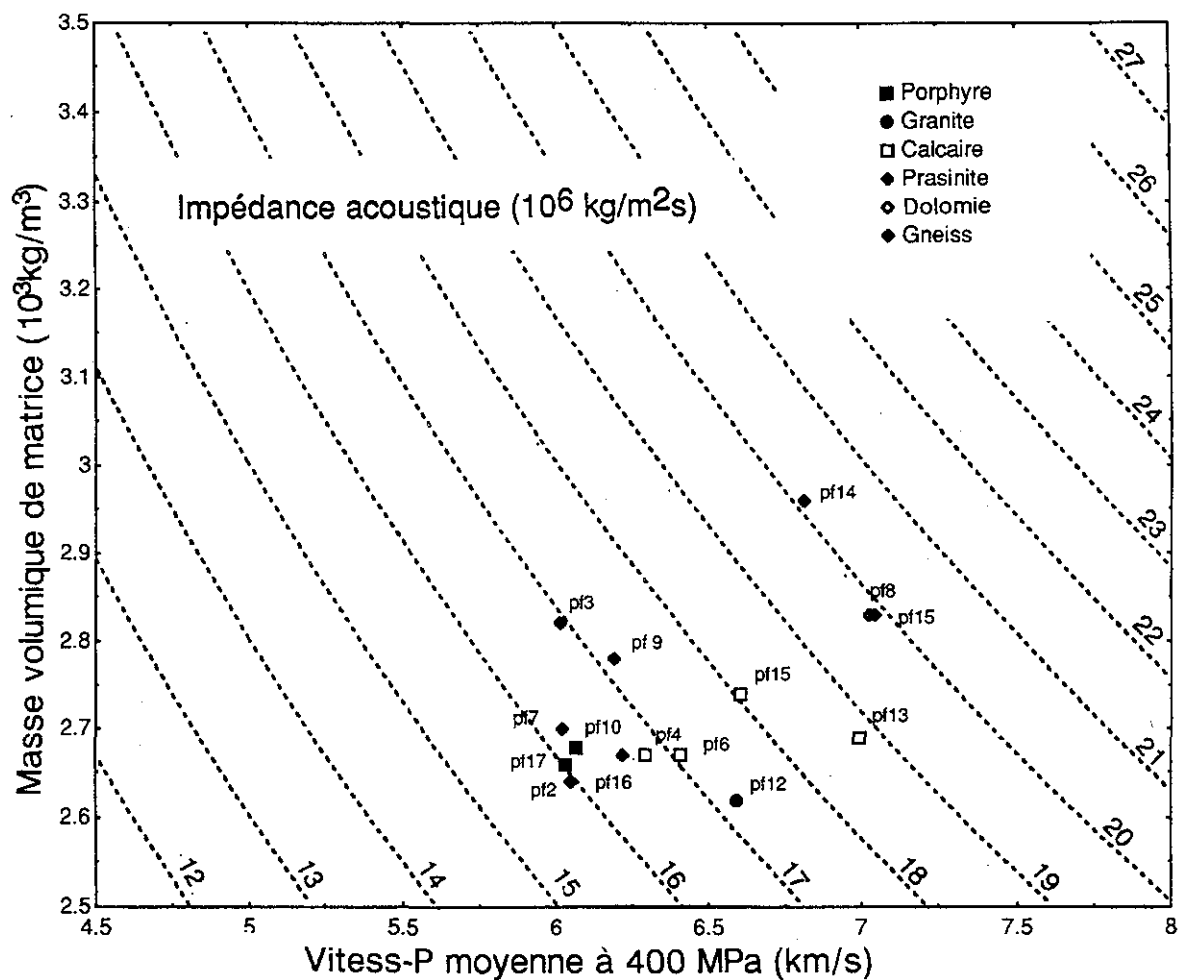


FIGURE 9.3 - Vitesse moyenne d'onde de compression (à 400 MPa) en fonction de la masse volumique de matrice des échantillons du PNR20-Est. Les impédances acoustiques sont représentées en pointillés. L'espacement entre ces courbes est de $1 \cdot 10^6 \text{ kg/m}^2\text{s}$.

Unité Géologique	Lithologie	Vitesse P Moyenne (km/s) à 400 MPa	Masse Volumique de Matrice (10 ³ kg/m ³)	Anisotropie de Vitesse (%)	Impédance Acoustique (10 ⁶ kg/m ² s)
Nappe du Suretta	pf9 Gneiss à Chlorite- muscovite	6.19	2.78	14	17.2
	pf10 Porphyre Quartzitique	6.08	2.69	5	16.4
	pf16 Porphyre Mylonitique	6.01	2.65	10	15.9
Zone de Splügen	pf4 Marbre Mésozoïque	6.29	2.69	9	16.9
Nappe du Tambo	pf3 Gneiss Oeillé Mylonitique	6.01	2.82	10	17.0
	pf7 Gneiss Oeillé	6.02	2.70	4	16.3
Zone de Misox	pf17 Gneiss Mylonitique	6.22	2.67	7	16.6
	pf8 Marbre Dolomitique	7.01	2.85	7	20.0
Nappe d'Aul	pf13 Marbre	6.99	2.7	6	19.0
	pf14 Prasinite	6.81	2.96	12	20.1
Nappe d'Adula	pf2 Gneiss	6.05	2.64	6	16.0
Nappe de Tschepp	pf5 Calcaire Jurassique	6.60	2.73	3	18.0
	pf15 Dolomie	7.04	2.83	4	19.9
Massif de l'Aar	pf12 Granite	6.59	2.62	7	17.3
Nappe du Glarus	pf6 Calcaire Jurassique	6.42	2.67	-	17.1

TABLEAU 9.1. Liste des propriétés physiques des échantillons du Profil Est avec indication des unités géologiques auxquelles ils appartiennent.

IX.3 Réflecteurs

Dans l'approche globale, nous n'incluons pas l'effet de l'anisotropie; nous considérons que les lithologies sont représentatives des unités géologiques et que les unités sont suffisamment épaisses pour être détectées dans les conditions d'acquisition (voir la discussion au chapitre précédent). Pour chaque contact lithologique possible en profondeur, les valeurs des coefficients de réflexion à incidence normale se trouvent dans le tableau 9.2. Elles sont calculées pour différentes pressions (de 100 à 400 MPa). Le plus souvent, à cause d'un plus grand étalement des valeurs, les coefficients sont les plus élevés à 100 MPa et ne varient quasiment plus après 200 MPa. Les contacts avec des valeurs des coefficients de réflexion supérieures à 0.05 sont considérés comme pouvant générer des réflexions visibles sur la section sismique (chapitre VIII).

TABEAU 9.2 - Coefficients de réflexion (à incidence normale) de chaque contact possible à l'aplomb du profil sismique PNR20-Est, déterminé à différentes pressions

Contact lithologique	Coefficient de Réflexion			
	100 MPa	200 MPa	300 MPa	400 MPa
pf 9 - pf 10	0.04	0.03	0.03	0.03
pf 10 - pf 16	0.02	0.02	0.01	0.01
pf 9 - pf 16	0.06	0.05	0.04	0.04
pf 9 - pf 4	< 0.005	0.01	0.01	0.01
pf 4 - pf 10	0.04	0.02	0.02	0.02
pf 4 - pf 16	0.06	0.04	0.03	0.3
pf 4 - pf 7	0.04	0.03	0.02	0.02
pf 3 - pf 7	0.02	0.02	0.02	0.02
pf 3 - pf 17	< 0.005	< 0.005	0.01	0.01
pf 8 - pf 3	0.10	0.09	0.08	0.08
pf 8 - pf 7	0.12	0.10	0.10	0.10
pf 8 - pf 17	0.10	0.09	0.09	0.09
pf 13 - pf 17	0.09	0.07	0.07	0.06
pf 13 - pf 14	0.01	0.02	0.03	0.03
pf 8 - pf 2	0.13	0.11	0.11	0.11
pf 15 - pf 2	0.12	0.11	0.11	0.11
pf 15 - pf 5	0.03	0.04	0.05	0.05
pf 13 - pf 12	0.11	0.09	0.09	0.08
pf 15 - pf 12	0.08	0.07	0.07	0.07

On a choisi d'étudier deux fenêtres de la section sismique ("stack" après DMO; du Bois *et al.*, 1990) contenant de forts réflecteurs qui vont jusqu'à 4.5 s, l'une au sud, autour de Burg, entre les CDP 2110 et 2380 et l'autre, entre Thusis et Zillis, qui couvre les CDP

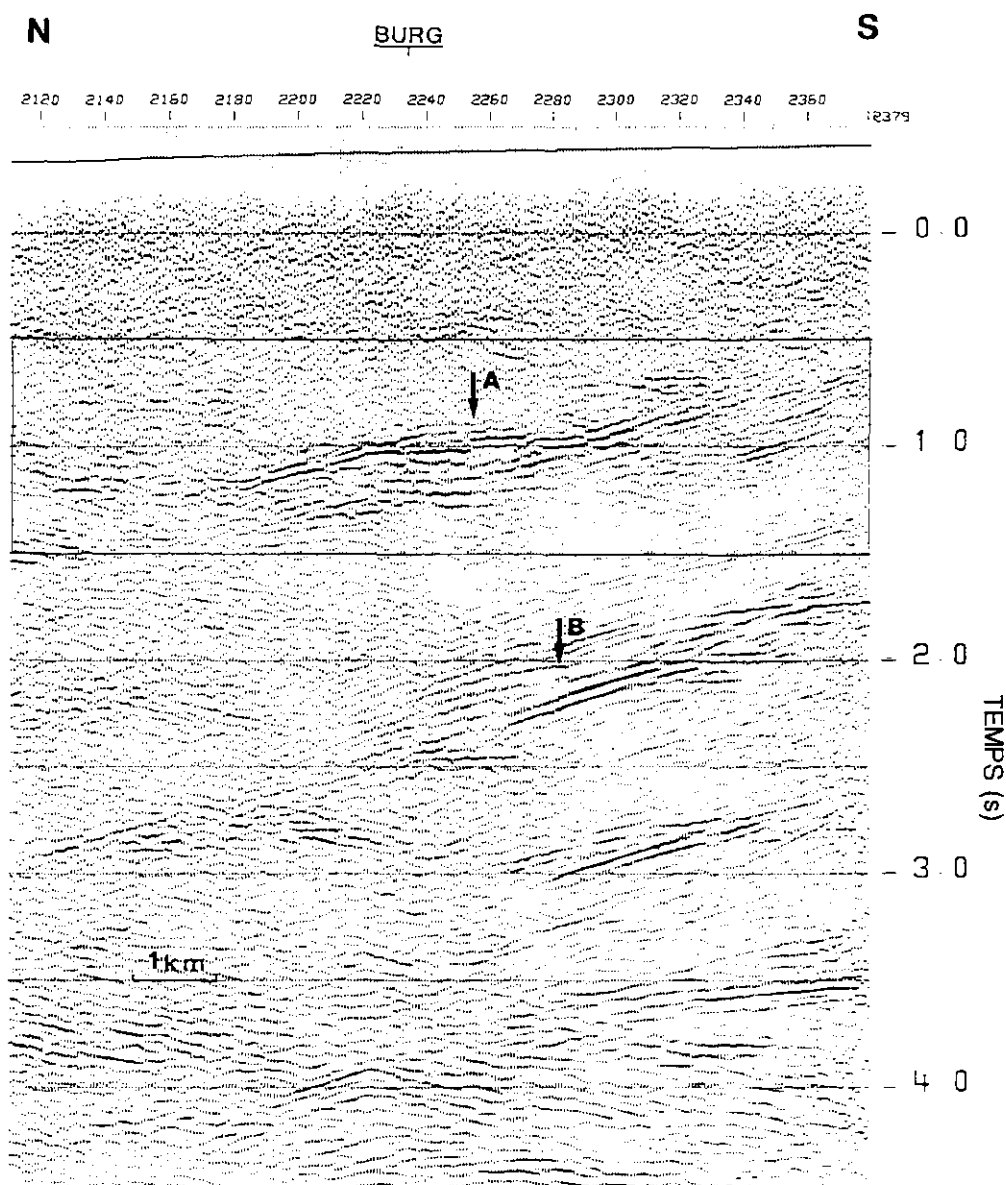


FIGURE 9.4 - Portion de la section sismique "Stack après DMO" du profil sismique PNR20-Est entre les points miroirs 2110 et 2380. La localisation de Burg est représentée sur les FIGURES 9.1 et 9.2. Les zones de réflexions A et B sont discutées dans le texte. La zone encadrée correspond à la FIGURE 9.6.

1440 et 1770 (figure 9.4). Les réflecteurs les plus importants sont repérés par des flèches et des lettres de A à E.

Sur la fenêtre où est situé Burg (figure 9.4), à 1s, se marque un fort réflecteur (A). A cette profondeur, on peut considérer une pression de 100 MPa, bien que ce soit un peu surestimé. Une autre forte réflexion légèrement inclinée vers le Nord, se voit vers 2s, annotée par B. Sur la base des coefficients du tableau 9.1 et de la coupe géologique figure 9.2, la source la plus probable pour la réflexion (A) seraient les contacts entre gneiss et porphyre (**pf9/pf16**) au sein de la nappe de Suretta, et/ou entre des marbres de la zone de

Splügen et les porphyres de Suretta (**pf4/pf16**). Ces deux contacts ont une valeur de 0.06 de coefficient de réflexion à 100 MPa. On peut signaler que, si l'on tenait compte de l'anisotropie de vitesse des échantillons, il n'y aurait pas de changement notable de coefficient de réflexion. En effet, comme les deux lithologies ayant rapport sont anisotropes, les diminutions des vitesses (en considérant une incidence normale perpendiculaire à la foliation) se compensent.

Quant à la zone de réflexion plus profonde (B), autour de 2 s, elle serait située entre Tambo et Adula. Les forts réflecteurs dans cette zone auraient pour origine l'intercalation du Misox entre Tambo et Adula. En effet les réflecteurs potentiels font intervenir le marbre dolomitique du Misox avec:

- a) le gneiss de Tambo (**pf8/pf7**),
- b) le gneiss du Misox (**pf8/pf17**),
- c) le gneiss de l'Adula (**pf8/pf2**).

Les coefficients de réflexion sont du même ordre de grandeur (en valeur absolue) soit 0.10, 0.09 et 0.11 respectivement. Il faut souligner que le signe des réflexions n'est pas pris en compte. Il serait positif pour le cas a) et négatif pour le cas c). Comme ces réflexions sont très proches, cela pourrait provoquer des interférences constructives ou destructives.

Dans la seconde fenêtre (figure 9.5), la continuité et l'intensité des réflecteurs sont plus variables que dans la précédente. La zone de réflexion autour de 1s au nord du profil, indiquée par (C), est courte et relativement faible alors que la zone (D), au sud vers 2s, ainsi que la zone (E) qui part de 3s, au nord du profil, avec un pendage vers le sud, sont cohérentes sur plus de 4 km. Elles montrent de fortes amplitudes.

La réflexion (C) pourrait représenter un contact entre les "Bündnerschiefer" et la nappe d'Aul. Bien qu'il n'y ait pas d'échantillonnage effectué directement sur ces lithologies, nous trouvons plus à l'ouest l'équivalence de ces schistes lustrés (et donc des valeurs de grès, argilites et calcaires); on peut estimer, pour le "Bündnerschiefer", des impédances faibles d'environ 15 à 16·10⁶kg/m²s, ce qui donnerait de forts réflecteurs de l'ordre de 0.11 lorsqu'il est en contact avec les roches de la nappe d'Aul (marbres et prasinites). En ce qui concerne les réflexions qui impliqueraient des argilites, il faut noter que de fortes variations peuvent intervenir à cause de l'anisotropie de vitesse de ces roches. Une autre hypothèse quant à l'origine de la réflexion (C), qui doit être prise en compte, est le contact entre marbre et prasinite (**pf13/pf14**) dans la nappe d'Aul. Ce contact a un coefficient de réflexion faible de 0.01 à 100 MPa et 0.02 à 200 MPa. Il avait semblé, de prime abord, (Sellami *et al.*, 1990) que ces basses valeurs pourraient coïncider avec des réflecteurs de faible amplitude et discontinus, mais cette supposition est improbable. En effet, à cause de la faible profondeur, il faudrait considérer la valeur du coefficient de réflexion à 100 MPa qui est de 0.01. Elle est beaucoup plus faible que celle estimée pour le contact "Bündnerschiefer"/Aul, qui vaut au minimum 0.06, et ne peut donc plus être prise en considération.

La réflexion D à 2s pourrait être générée par un contact entre un marbre d'Aul et un gneiss d'Adula (**pf13/pf2**) avec un coefficient de réflexion de 0.09 à 200 MPa. Finalement la forte zone de réflexion indiquée par (E) ferait intervenir le massif de l'Aar. Nous n'avons pas d'échantillon à cet endroit, mais par analogie on peut considérer le contact

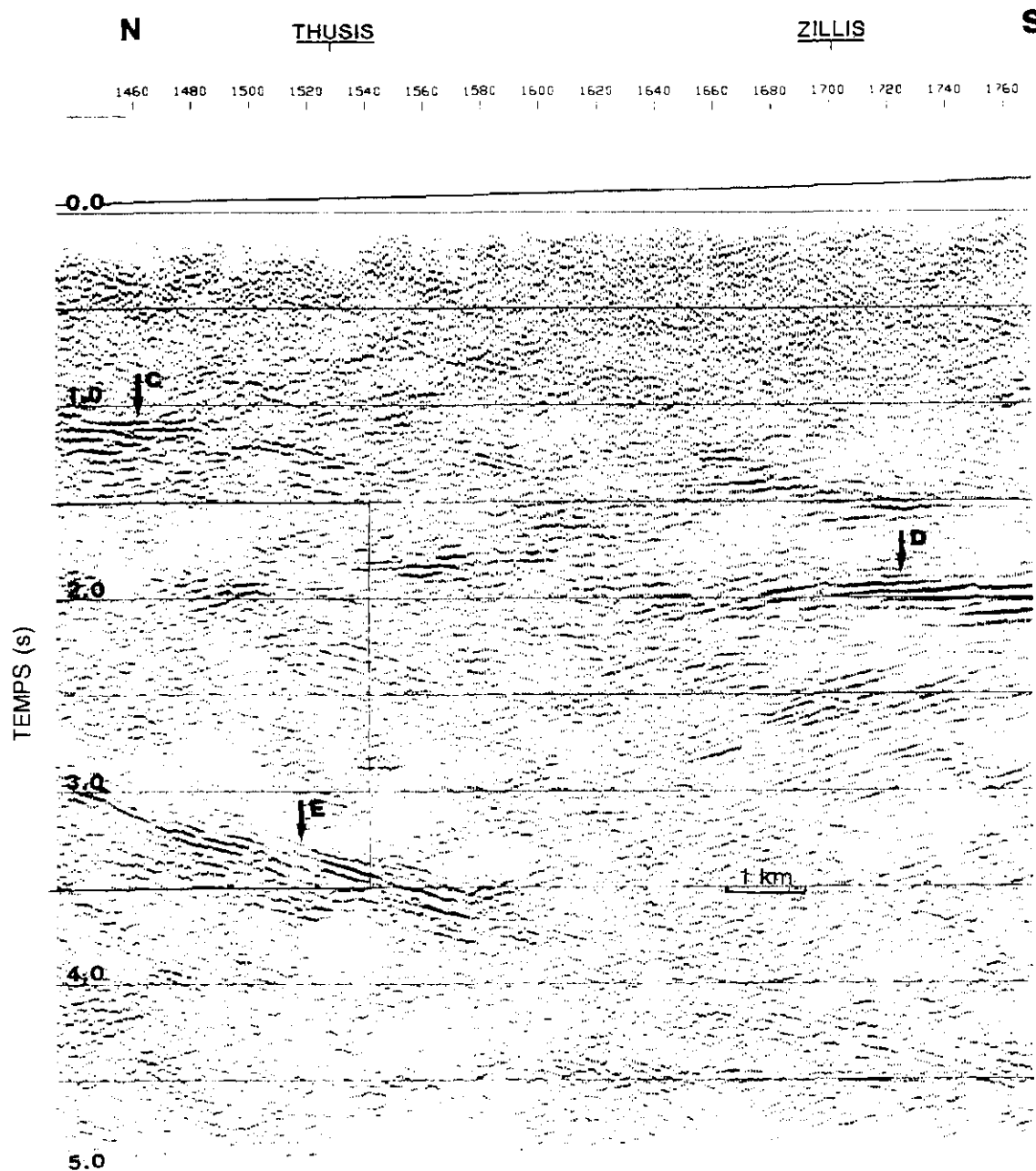


FIGURE 9.5 - Portion de la section sismique "Stack après DMO" du profil sismique PNR20-Est entre les points miroirs 1440 et 1770. La localisation de Thusis est représentée sur les FIGURES 9.1 et 9.2. Les zones de réflexions C à E sont discutées dans le texte. La zone encadrée correspond à la FIGURE 9.7.

(pf15/pf12) entre la dolomie de la nappe de Tschepp et le granite du massif de l'Aar, contact qui donne un coefficient de réflexion de 0.07. Plus à l'Ouest, nous le verrons, on rencontre ce contact qui a potentiellement une forte amplitude.

IX.4 Discussion

Pfiffner *et al.* (1991) se sont focalisés sur deux portions des fenêtres dont les localisations sont reportées sur les figures 9.4 et 9.5. La première est une bande de 1s de largeur, située à 1s sur la section sismique, et la seconde est plus étroite, mais plus longue (entre 1.5 et 2.5 s), au nord de Thusis. Ceci pour étudier plus en détails les contacts de la zone du Splügen et de la nappe d'Aul avec les unités adjacentes. L'information de vitesses que les auteurs cités utilisent a été complétée par des mesures sur des lithologies équivalentes que l'on rencontre plus à l'ouest. De plus, parmi les carbonates, il est important de différencier les calcaires des dolomies, car ces lithologies ont des impédances acoustiques très distinctes (chapitre VII). Cette précision a été aussi négligée par Stäubli *et al.* (1993) dans la discussion à propos des réflexions proches du socles ("near basement reflections"). Ce sont les réflexions générées à la limite socle-couverture.

Si on reprend le réflecteur (A) de la figure 9.4, il est attribué à un contact entre la nappe de Suretta et la zone du Splügen, soit entre des marbres et des porphyres (orthogneiss) soit entre des gneiss et des porphyres. Dans Pfiffner *et al.* (1991), cette fenêtre est reprise sur deux petites sections "stack" migrées. La première figure 9.6a est effectuée avec toutes les traces, tandis que la seconde, figure 9.6b, l'est uniquement avec les traces proches (dans ce cas, à une distance entre 981 et 1760m du point de tir). Les auteurs ont pointé deux réflecteurs (X) et (T) sur la figure 9.6a à l'aplomb de Sovrana, tandis que sur la figure 9.6b ils relèvent deux segments réflectifs supplémentaires, plus au nord (U) et (Y). Le réflecteur noté (X), serait une réflexion générée au contact entre les carbonates-évacués allochtones (cargneules-anhydrites) du sommet du Splügen et le cristallin (orthogneiss, paragneiss) de la nappe de Suretta. Tandis que la base du Splügen, constituée de quartzites et carbonates en contact avec le cristallin de la nappe de Tambo, pourrait générer la réflexion (Y). L'intrusion de granite-gneiss (unité de Truzzo) dans Tambo, constitué principalement de paragneiss, pourrait être illustrée par le contact entre les échantillons (pf9/pf16). Cela donnerait un coefficient de réflexion de 0.05 situé au niveau du réflecteur (T). L'alternance d'une zone mylonitique à la base de Suretta, comme par exemple un contact entre les deux échantillons de porphyre-paragneiss de Rofna pf6 et pf16, pourrait provoquer la réflexion (U). Mais le coefficient de réflexion ainsi produit serait faible. Pfiffner *et al.* (1991) rappellent, à l'instar de Sellami *et al.* (1990), que les zones de mylonite ne provoqueraient pas des réflexions fortes.

La seconde fenêtre (figure 9.7 localisée sur la figure 9.5) est située plus au Nord, entre Canova et Thusis. Les deux sections (figure 9.7a et figure 9.7b) représentent des "stacks" migrés respectivement de toutes les traces et des traces proches (entre 5662-640m). L'intérêt de cette fenêtre est qu'elle recouperait le front de la nappe d'Aul.

Les réflexions notées (X) et (T) sont associées à la nappe d'Aul et correspondraient à une prolongation de la réflexion (D) sur la figure 9.5. Sur cette même figure, le réflecteur (C) marquerait la limite supérieure de la nappe d'Aul, représentée également sur la figure 9.8 mais à une profondeur moindre. La nappe d'Aul, constituée de larges bandes de carbonates et de lentilles d'ophiolites, peut donner de forts réflecteurs au contact avec les "Bündnerschiefer", lorsque les carbonates sont des dolomies et si la géométries des lentilles d'ophiolites sont à la limite de la résolution. Des échantillons qui pourraient repré-

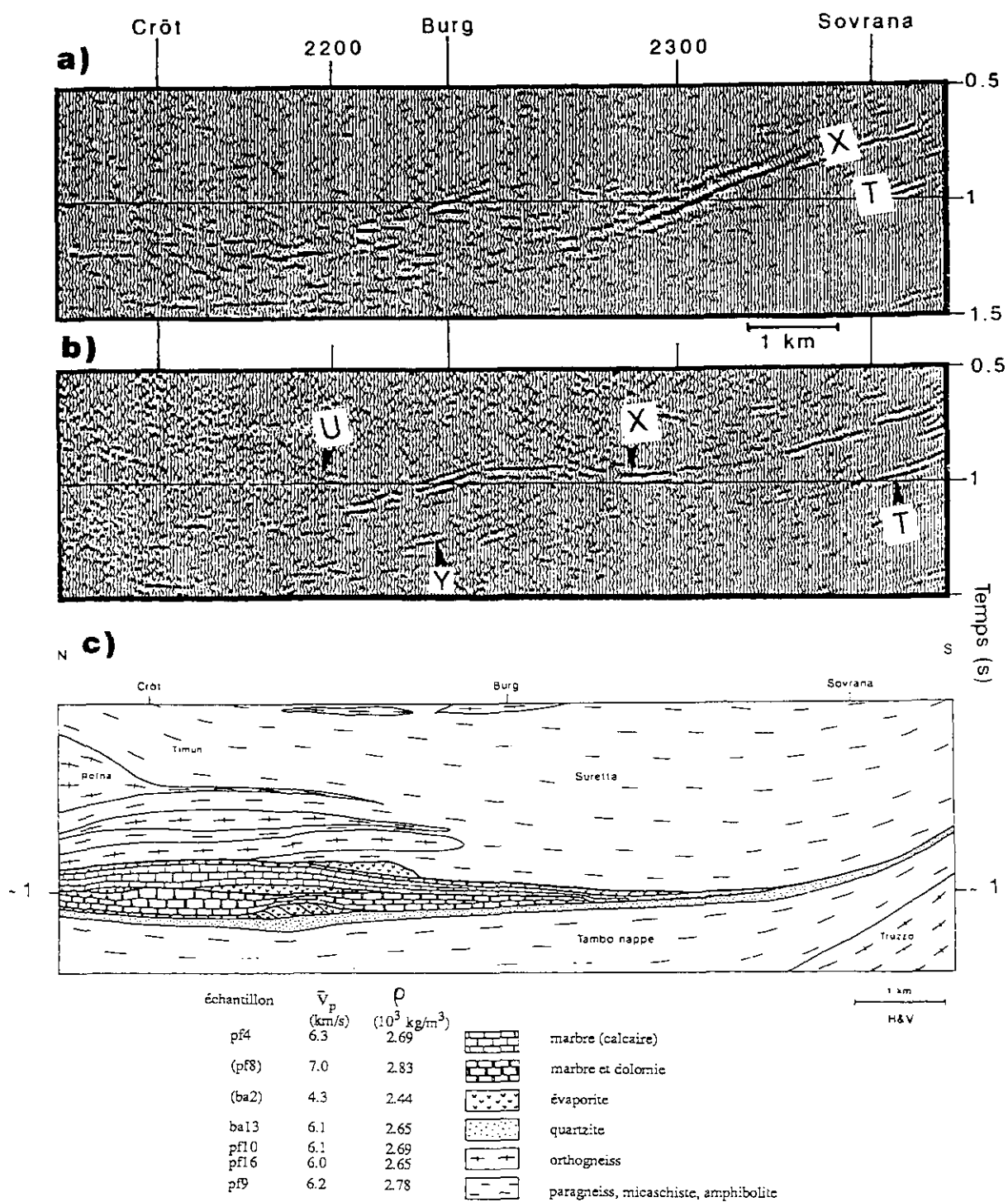


FIGURE 9.6 - Fenêtre indiquée sur la FIGURE 9.4. Sections sismiques du profil sismique PNR20-Est. a) "Stack" migré sur toutes les traces et b) les traces proches (5661-6440); les zones de réflexions sont discutées dans le texte. c) Section géologique détaillée et valeurs des propriétés physiques des lithologies impliquées (modifiée d'après Pfiffner *et al.*, 1991)

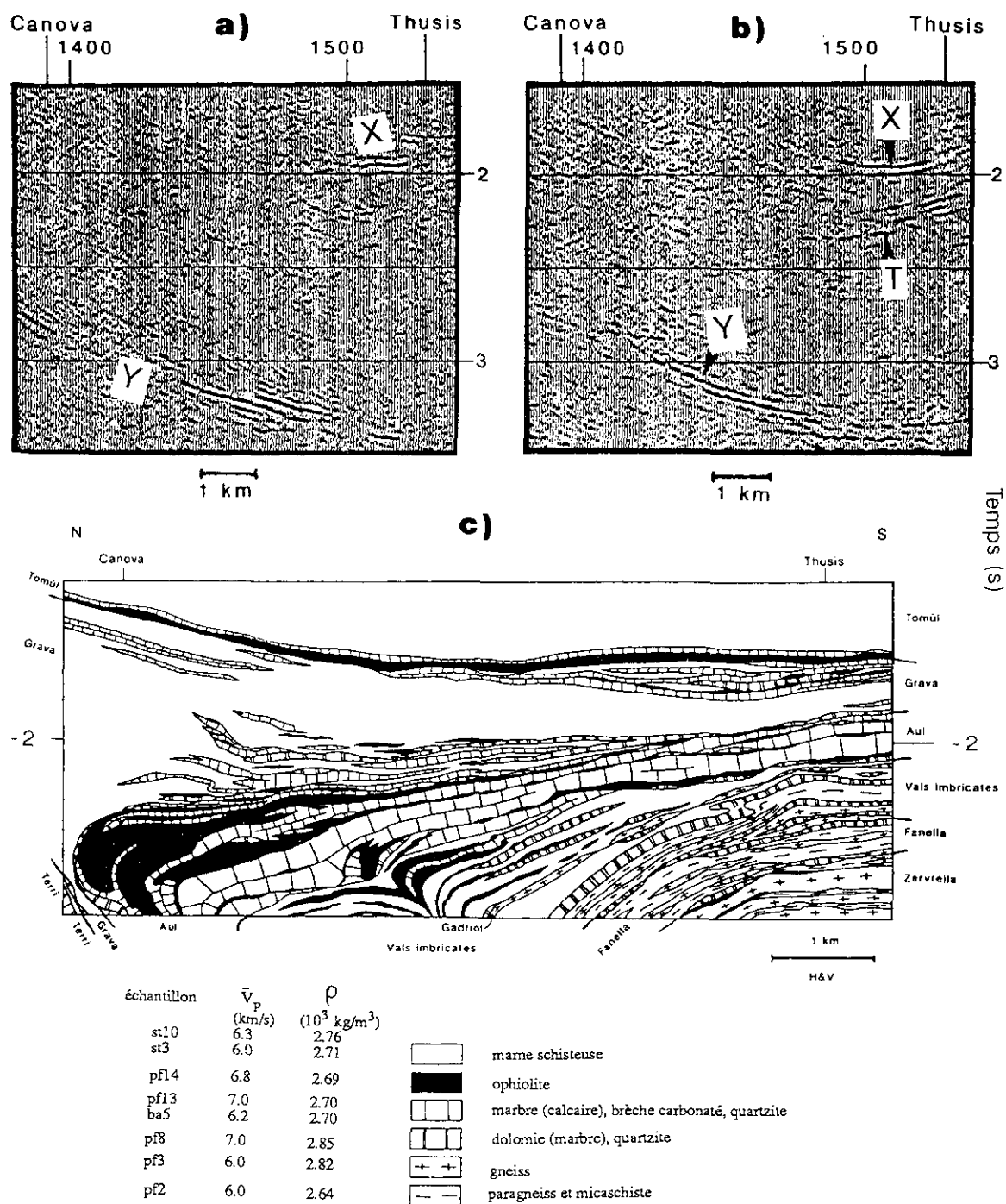


FIGURE 9.7 - Fenêtre indiquée sur la FIGURE 9.5. Sections sismiques du profil sismique PNR20-Est. a) "Stack" migré sur toutes les traces et b) les traces proches (981-1760); les zones de réflexions sont discutées dans le texte. c) Section géologique détaillée et valeurs des propriétés physiques des lithologies impliquées (modifiée d'après Pfiffner *et al.*, 1991)

senter les “Bündnerschiefer” sont des schistes du Pennique, comme l'échantillon de calcschiste quartzitique (**st3**), mais surtout le schiste noir (**st10**). Ce sont des roches gréseuses, calcaro-marneuses. A la base de Tömul (figure 9.7) il semblerait que les couches ophiolitiques seraient suffisamment épaisses (une centaine de mètres) et continues pour générer, en contact avec les “Bündnerschiefer” adjacents, un réflecteur d'un coefficient de réflexion qui serait de plus de 0.2. Ces ophiolites seraient plus fréquemment en contact avec des marbres et la valeur du coefficient de réflexion diminuerait dans cette situation et serait même trop faible pour générer une réflexion dans le cas de contact avec des dolomies.

Il convient d'apporter quelques précisions à cette discussion de Pfiffner *et al.* (1991). Les roches ophiolitiques, ici, sont représentées par une prasinite (**pf14**). Nous avons vu au chapitre IV que les roches basiques avaient une gamme de vitesse et de masse volumique très étendues et, au chapitre VIII, que la distribution des impédances acoustiques était importante. L'échantillonnage dans le Pennique des Alpes occidentales présente une plus grande sélection et nous verrons que les impédances acoustiques peuvent atteindre $27 \cdot 10^6 \text{ kg/m}^2\text{s}$.

Sur la section sismique (figure 9.5) nous n'avons relevé que le réflecteur E qui correspond au réflecteur penté (Y) sur la figure 9.7a et figure 9.7b. Pfiffner *et al.* (1991) l'attribuent à des carbonates du Mésozoïque qui recouvrent les roches du socle cristallin du massif du Gotthard (équivalent du massif de l'Aar). Sellami *et al.* (1990) avaient suggéré plus précisément un contact entre massif cristallin (granite-gneiss) et une couverture dolomitique qui génère un fort coefficient de réflexion (voir au chapitre précédent, IX.1.3). Cette même interprétation est reprise dans Litak *et al.* (1993). Sur la figure 9.8a et b, cette réflexion est modélisée par une couche de dolomie, longue d'une dizaine de kilomètres qui serait entre l'aplomb des points miroirs 1400 et 1600s entre 3 et 4s. Elle se trouve dans la continuité du front pennique qui ne présente pas de réflexion marquée autrement. En effet les zones de cisaillement ne semblent pas provoquer de réflecteurs marqués. On peut voir également sur cette modélisation que le front des nappes est transparent sismiquement.

Sur la section étudiée, les zones qui séparent les nappes de Tambo et Adula (Misox), ainsi que celles d'Aul et Adula ont été identifiées comme des réflecteurs majeurs, en particulier les contacts marbres (et surtout marbre dolomitique) avec les gneiss. Les marbres, suivant qu'ils sont calcaires ou dolomitiques, ont des impédances acoustiques variables, ce qui peut expliquer les variations d'intensité le long des réflexions. Nous avons vu aussi un exemple de contact potentiellement réflectif au sein d'une nappe comme, dans la nappe de Suretta, le contact entre le gneiss mylonitique et le porphyre. Au front de Suretta, on a aussi un niveau de carbonates (du Trias), épais de 30 à 200 m, qui se prolonge parallèlement à la base de la nappe, sur plusieurs kilomètres et qui pourrait générer des réflexions au contact avec les gneiss sus-jacents et avec les porphyres sous-jacents.

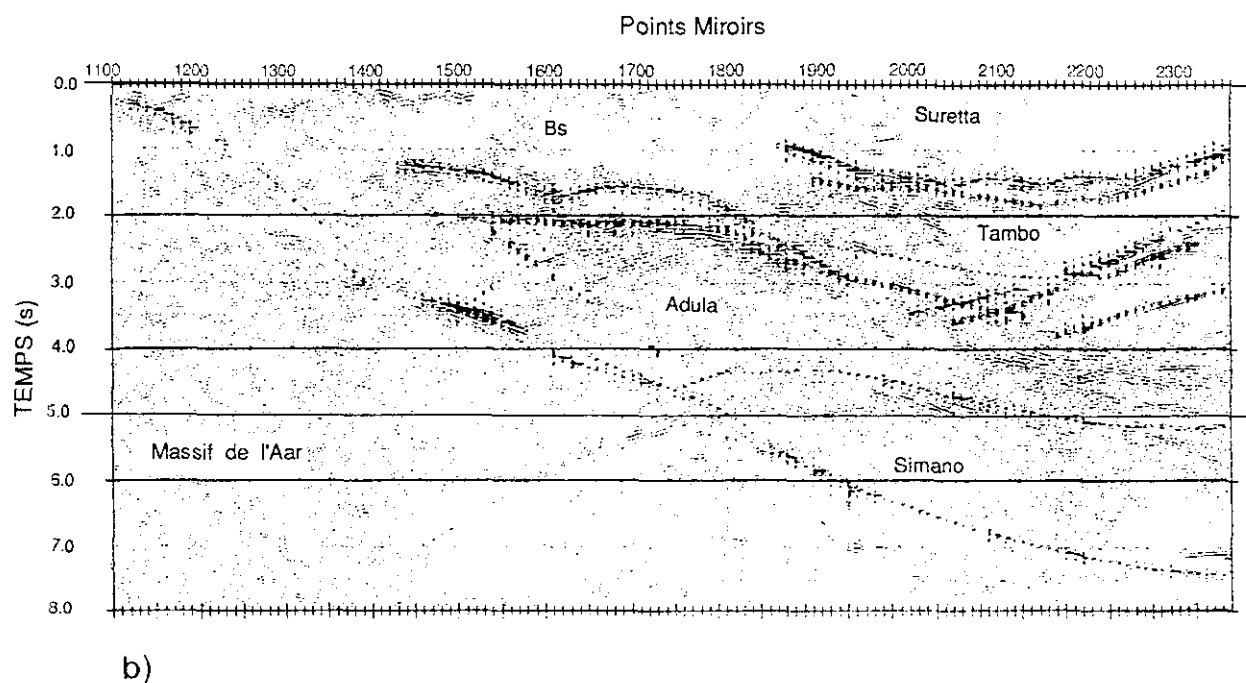
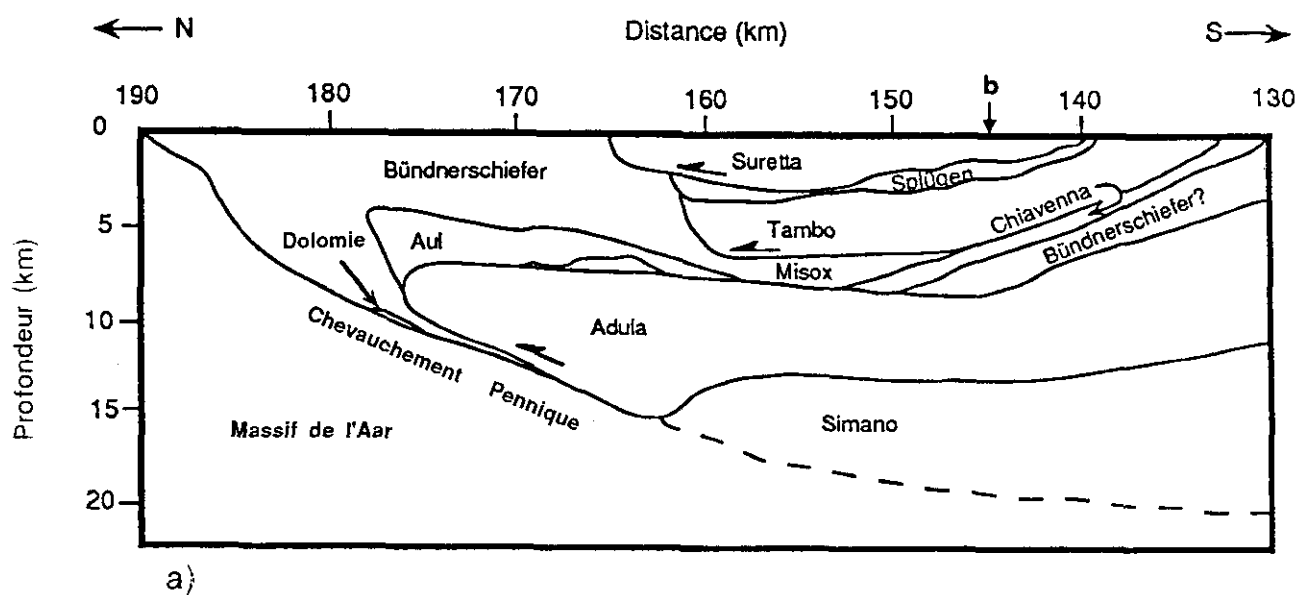


FIGURE 9.8 - Modèle (a) et sismogramme synthétique (b) du sud du profil PNR20-Est entre Cannova et Thusis (d'après Litak *et al.*, 1993). Les réflexions sont discutées dans le texte.

X Profil PNR20-W2,W3,W4

X.1 Introduction géologique et description des échantillons

Cette partie décrit les profils sismiques qui se situent dans la zone pennique de la Suisse occidentale: ce sont les lignes PNR20-W2,W3,W4. La localisation de ces lignes est indiquée sur la figure 10.1 basée sur la coupe horizontale à 2000m (Steck *et al.*, 1989).

La ligne W2, longue de 20 km environ, est orientée NNO-SSE. Elle part de Sierre et monte jusqu'à Zinal. Elle traverse les nappes des Pontis et de Siviez-Mischabel et se termine dans les schistes lustrés de la nappe de Tsaté. La ligne W3 est orientée NNE-SSO et part de Visp dans la vallée du Rhône et va jusque vers Zermatt, ce qui fait une longueur d'un peu plus de 30 km. Elle commence à l'aplomb de la nappe de Stalden supérieur, recoupe sur sa majeure partie la nappe de Siviez-Mischabel et se termine dans la zone de Zermatt-Saas Fee. Les lignes W2 et W3 convergent légèrement vers le sud. La ligne W4 est une petite ligne de 10 km perpendiculaire à W3, à son extrémité Sud. Elle est entièrement située dans la zone de Zermatt-Saas Fee.

La structure géologique n'est pas simple dans cette région des Alpes. La figure 10.2 basée sur une coupe de Escher *et al.* (1993), donne des indications sur les contacts tectoniques attendus en profondeur. Les coupes précédentes disponibles (Escher *et al.*, 1988) étaient situées respectivement à l'Est et à l'Ouest de la localisation des profils sismiques et une interpolation était nécessaire pour obtenir les structures à l'aplomb des profils. Marchant *et al.* (1993) ont publié les dernières interprétations géologiques à ces endroits. Les structures ont en général un pendage vers l'Ouest, les roches ont donc été échantillonnées sur des affleurements à l'Est des profils, et au Nord, dans la vallée du Rhône. L'échantillonnage a été effectué de façon à compléter celui du profil Est (composé essentiellement de roches gneissiques et granitiques ainsi que des carbonates métamorphisés) tout en portant l'accent sur les lithologies que l'on rencontre plus fréquemment dans cette région. Donc en plus des lithologies déjà citées ci-dessus, on a inclu des schistes quartzitiques et des roches de la séquence ophiolitique: des amphibolites, des métagabbros et des serpentinites.

Les nappes principales qui constituent le nord Pennique (ou Pennique valaisan) reposent sur des massifs cristallins, le massif de l'Aar et du Gotthard à l'Est et le massif du Mont Blanc à l'Ouest (Trümpy, 1980; Escher et Sartori, 1991; Marchant *et al.*, 1993; Escher *et al.*, 1993). On peut différencier les nappes du Pennique supérieur (austro-alpin), du Pennique moyen et du Pennique inférieur. Ensuite dans chaque domaine, on distingue les nappes du socle et les nappes de couverture. Ces unités sont sommairement décrites sur la figure 10.2 de bas en haut et du NO au SE.

La partie radicale de la nappe du Wildhorn (Helvétique) se trouve entre le socle (Aar

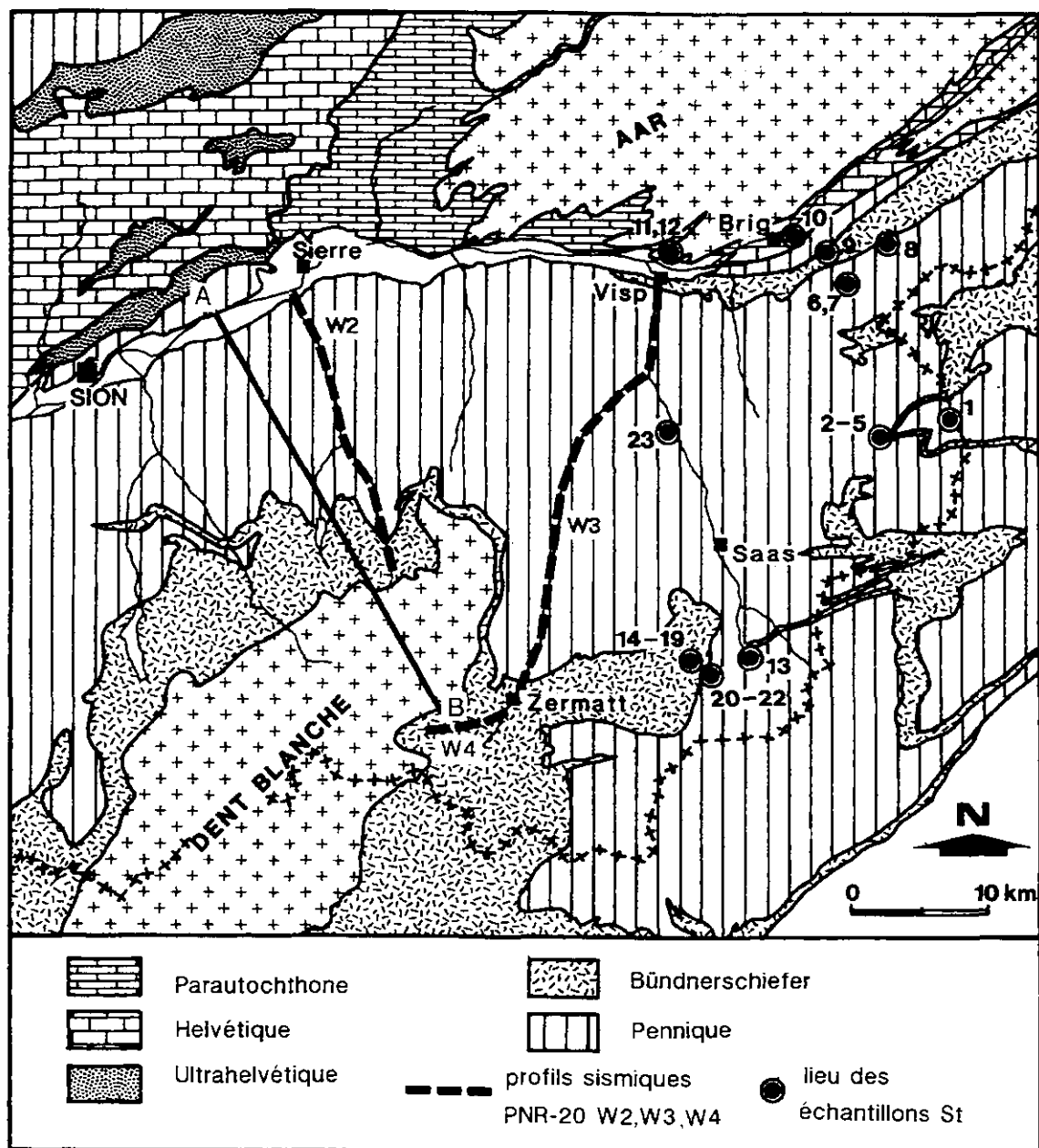


FIGURE 10.1 - Localisation des profils sismiques PNR20-W2,W3,W4 et des lieux d'échantillonnage (cercles pleins) des échantillons "st". A-B est la situation de la coupe géologique (voir FIGURE 10.2).

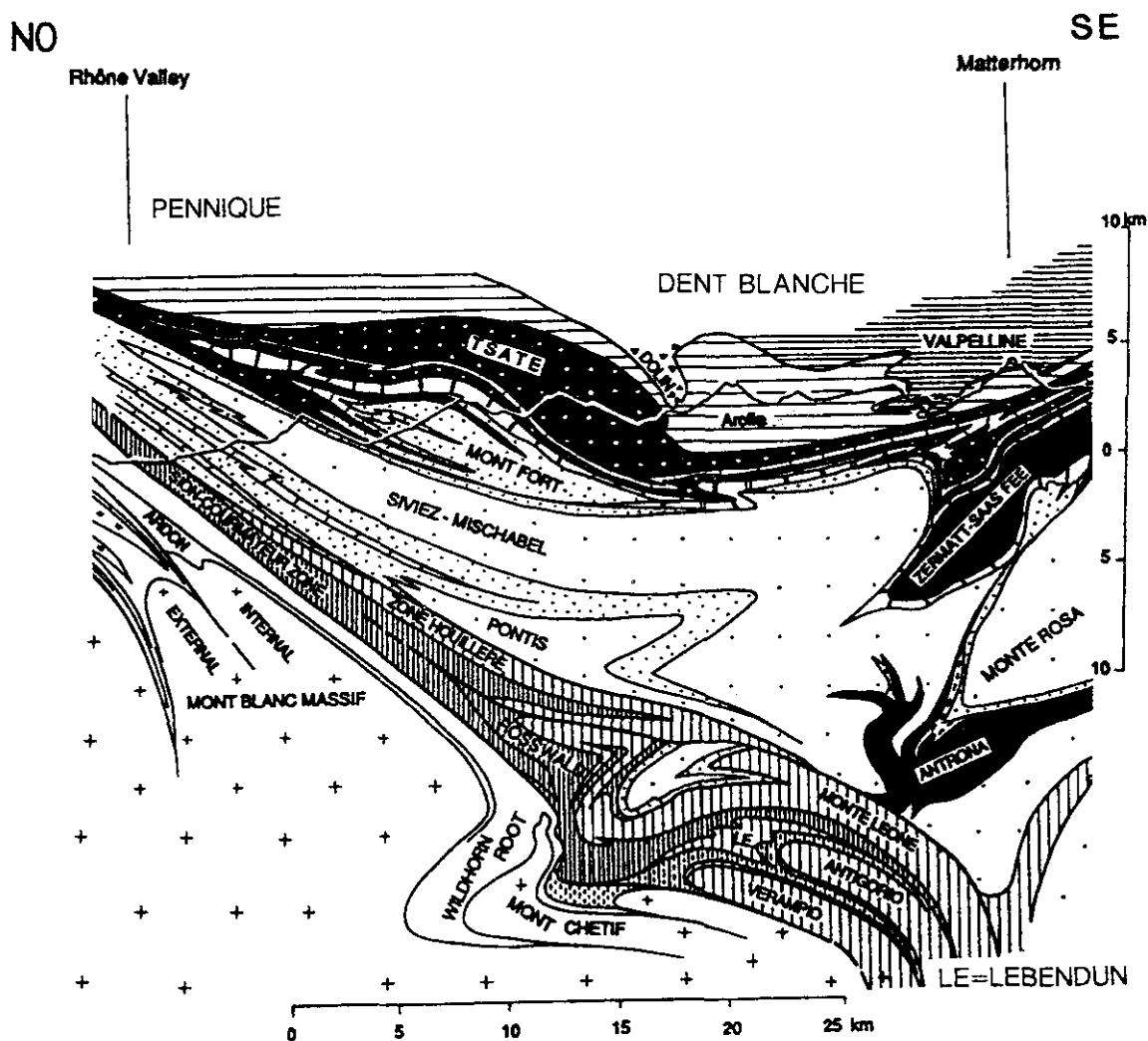


FIGURE 10.2 - Coupe géologique simplifiée (d'après Escher *et al.*, 1993). Sa localisation est indiquée sur la FIGURE 10.1.

- MontBlanc) et la zone de Sion-Courmayeur, à la base de l'empilement des nappes. La zone de Sion-Courmayeur est une bande isoclinale très pentée, formée de sédiments d'âge jurassique à crétacé, avec quelques intrusions de métagabbros et des basaltes. Elle fait partie des nappes de la couverture, comme la série de Rosswald qui, elle, cependant ne contient pas d'ophiolites.

Au dessus de la zone de Sion-Courmayeur, la première nappe du socle du pennique inférieur est la zone Houillère, formée principalement d'une série sédimentaire détritique continentale d'âge carbonifère tardif à jurassique qui est représentée par des grès et conglomérats, ainsi que par des roches carbonatées et des schistes ardoisiers ("anthracite bearing slate"). Le métamorphisme est "relativement faible", du faciès des schistes-verts et la schistosité est inclinée vers le nord.

Plus au sud-ouest, on trouve les nappes de Verampio, Antigorio, Lebedun et Mon-

te-Leone. Les deux premières sont formées d'un coeur de gneiss granitique et d'une couverture métasédimentaire de carbonates du Mésozoïque appelée la zone de Teggiolo, qui contient aussi parfois des schistes lustrés et des metabasites. La nappe du Lebendun est plus mince et contient principalement des gneiss et des roches métasédimentaires du Mésozoïque. Dans le socle de la nappe du Monte Leone, on trouve aussi des métapéridotites (la zone de Fäldbach).

Parmi les unités du pennique moyen, on trouve les nappes du Pontis, de Siviez-Mischabel et du Mont Fort au nord et la nappe du Mont Rose, au sud. Ces nappes sont constituées de gneiss et d'amphibolites du Paléozoïque principalement, de schistes et conglomérats du Permo-carbonifère et de quartzites et dolomies du Trias. Celui-ci est préservé sur plusieurs centaines de mètres dans la partie frontale au nord des nappes. La nappe de Pontis se sépare en plusieurs sous-unités dont les zones de Bérisal et de Stalden supérieur.

La zone du Portjengrat, formée de roches du socle, se trouve entre la nappe Mont Rose et les autres nappes plus au Nord. Elle est constituée de gneiss ocellés, séparés des granites du Mont Rose par une zone de mylonite.

Les nappes du pennique supérieur sont regroupées en la zone du Combin (Sartori, 1987) qui comporte les nappes de Zermatt-Saas Fee, des Cimes Blanches, du Frilhorn et du Tsaté. La principale est Zermatt-Saas Fee formée d'une zone de sédiments mésozoïques (schistes lustrés ou "Bündnerschiefer") et d'ophiolites qui recouvrent le complexe de Siviez-Mischabel. Elle comprend aussi les couvertures des nappes du pennique moyen, constituées de carbonates. Les schistes lustrés sont intercalés avec des carbonates. Localement, les ophiolites ont subi un métamorphisme éclogitique.

Sous le Mont Rose, se trouve la zone d'Antrona qui contient également des ophiolites; c'est une zone équivalente à la zone de Zermatt -Saas Fee.

Le métamorphisme va du faciès schiste-vert au nord-ouest au faciès épidote-amphibolite au sud-est. On a trouvé parfois des "pillow lavas" éclogitiques.

Unité Géologique	Lithologie	Vitesse P Moyenne (km/s) à 400 MPa	Masse Volumique de Matrice (10 ³ kg/m ³)	Anisotropie de Vitesse (%)	Impédance Acoustique (10 ⁶ kg/m ² s)
Massif de l'Aar	st11	6.12	2.68	5	16.4
	st12	6.88	2.84	8	19.5
Nappe du Wilhorn	st10	6.28	2.76	14	17.3
Série du Rosswald	st9	6.23	2.70	6	16.8
Nappe d'Antigorio	st1	6.20	2.61	4	16.2
Nappe du Lebenbun	st2	5.89	2.67	3	15.7
	st3	5.96	2.71	10	16.2
	st4	6.01	2.64	8	15.8
	st5	6.47	2.98	14	19.3
	st8	6.09	2.64	8	16.1
Unité du Béréal (Nappe du Pontis)	st6	6.35	3.01	-	19.1
	st7	6.39	2.98	12	19.1
Stalden supérieur (Nappe du Pontis)	st23	6.02	2.75	10	16.6
Zone du Portjengrat (Siviez-Mischabel Nappe)	st13	6.70	2.97	11	19.9
Zone du Gornegrat (Combin Zone)	st21	7.00	2.80	8	19.6
	st22	7.15	2.84	4	20.3
	st20	7.21	2.84	7	20.5
Zone de Zermatt-Saas Fec	st14	6.78	2.95	8	20.0
	st17	6.78	2.94	6	19.4
	st18	7.37	3.07	5	22.6
	st19	7.93	3.40	2	27.0
	st16	6.74	2.78	11	19.9
	st15	6.95	2.80	20	18.8

TABLEAU 10.1. Liste des propriétés physiques des échantillons des Profils W2-W3-W4 avec indication des unités géologiques auxquelles ils appartiennent.

X.2 Impédances acoustiques

Les propriétés physiques des roches sont indiquées sur le tableau 10.1, avec les unités auxquelles elles appartiennent. Les vitesses moyennes à 400 MPa et les masses volumiques de matrice sont reportées sur la figure 10.3, avec les lignes d'égale impédance acoustique en pointillés. Ce diagramme permet de distinguer différents groupes de valeurs qui vont de 15 à $27 \cdot 10^6 \text{ kg/m}^2\text{s}$. Tout d'abord, un groupe caractérisé par de faibles impédances acoustiques, autour 16 à $17 \cdot 10^6 \text{ kg/m}^2\text{s}$, est constitué de schistes, gneiss et marbre quartzitique; un second groupe, composé de marbres dolomitiques, de serpentinites et d'amphibolites, a des valeurs d'impédance allant de presque $19 \cdot 10^6 \text{ kg/m}^2\text{s}$ à un peu plus de $20 \cdot 10^6 \text{ kg/m}^2\text{s}$; enfin les métagabbros ont des impédances supérieures à $22 \cdot 10^6 \text{ kg/m}^2\text{s}$ avec, qui plus est, une valeur très élevée de $27 \cdot 10^6 \text{ kg/m}^2\text{s}$ pour le métagabbro éclogitique

L'origine tectonique des roches dans les différents groupes est la suivante. Le premier, regroupant les roches avec des valeurs relativement basses d'impédance acoustique, est formé par des granites, des gneiss et des carbonates qui constituent la majeure partie du massif de l'Aar, des nappes d'Antigorio, Verampio, Lebendun et Monte Leone. Le second groupe comprend d'une part des roches de la séquence ophiolitique que l'on trouve dans Zermatt-Saas Fee, ainsi que dans les zones de Fäldbach et d'Antrona et à la base de la nappe de Tsaté. Des amphibolites, d'autre part, se rencontrent, bien que peu répandues, dans la zone de Bérisal. On trouve aussi les marbres dolomitiques qui apparaissent souvent au contact de deux nappes, par exemple dans la zone de Gornergrat, ou comme la couverture permo-triasique des nappes ou du socle, en l'occurrence le massif de l'Aar. Le troisième groupe, constitué de métagabbros, inclut également des roches de la séquence ophiolitique et se rencontre dans les unités susmentionnées.

Comme on ne disposait pas de coupe géologique à l'aplomb des profils sur laquelle on aurait pu projeter de façon fiable les échantillons en profondeur, nous avons représenté sur la figure 10.4 la distribution des impédances acoustiques par unité tectonique. On voit que l'on rencontre de forts contrastes entre différentes unités adjacentes et au sein d'une même unité.

Pour analyser les sections sismiques sous l'angle des réflexions potentielles, nous allons utiliser les valeurs de vitesse à 400 MPa. Nous avons vu que les valeurs de vitesse augmentaient peu au-dessus de 100 MPa, et en particulier pour les roches de cet échantillonnage.

X.3 Réflecteurs

Les sections sismiques W2, W3 et W4 (du Bois *et al.*, 1990; Levato *et al.*, 1993) montrent de très forts réflecteurs. Une interprétation des profils basée sur les études de terrain, les données de vitesses sismiques et les études préalables du PNR20-Est a été faite par Marchant *et al.* (1993). A partir de cette étude et de la section géologique de Escher *et al.* (1988), nous avons utilisé les données de laboratoire précédentes pour étudier les contras-

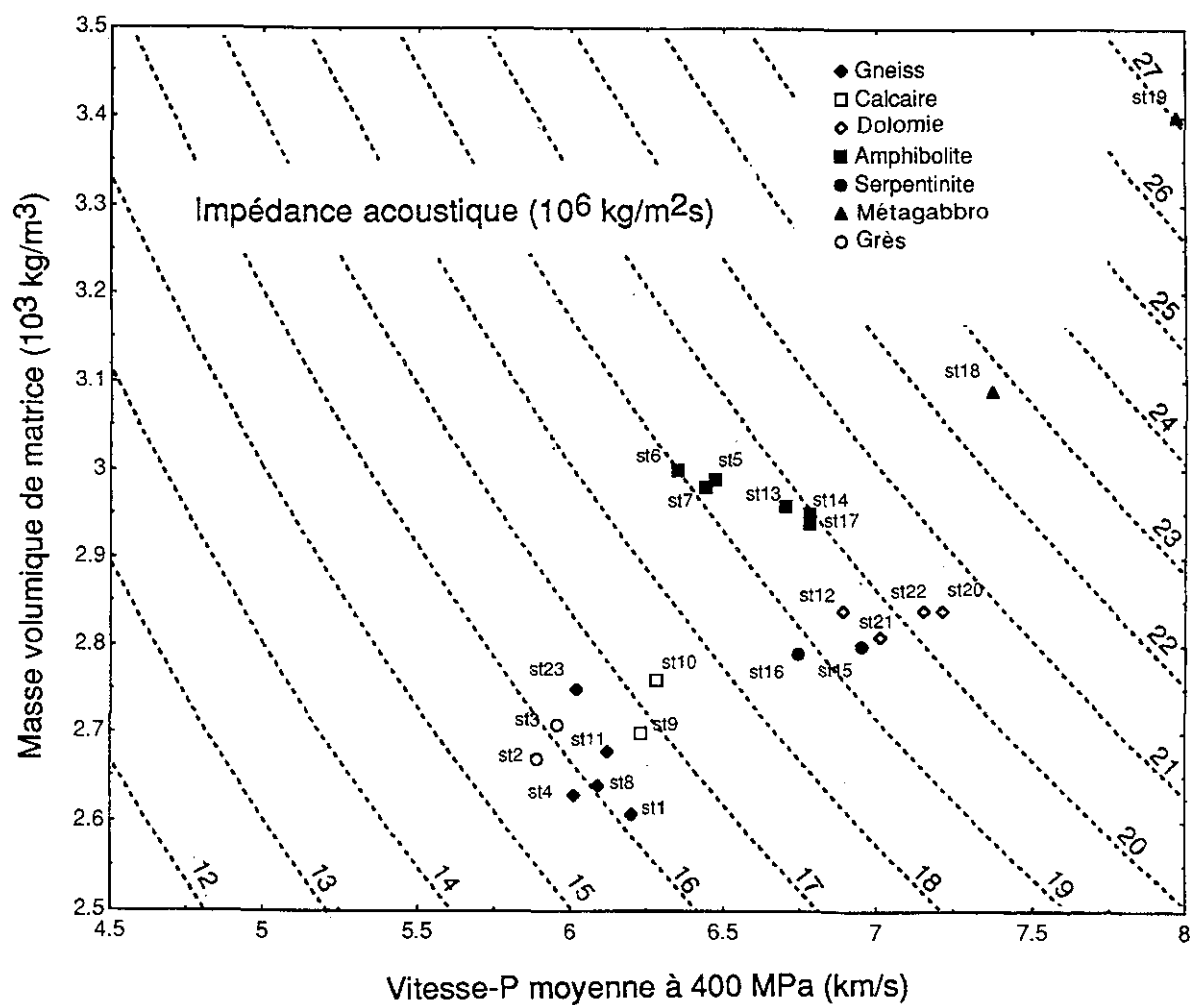


FIGURE 10.3 - Vitesse moyenne d'onde de compression (à 400 MPa) en fonction de la masse volumique de matrice des échantillons du PNR20-W2,W3,W4. Les valeurs d'iso-impédance acoustique sont représentées en pointillés. L'espacement entre ces courbes est de $1 \cdot 10^6 \text{ kg/m}^2\text{s}$.

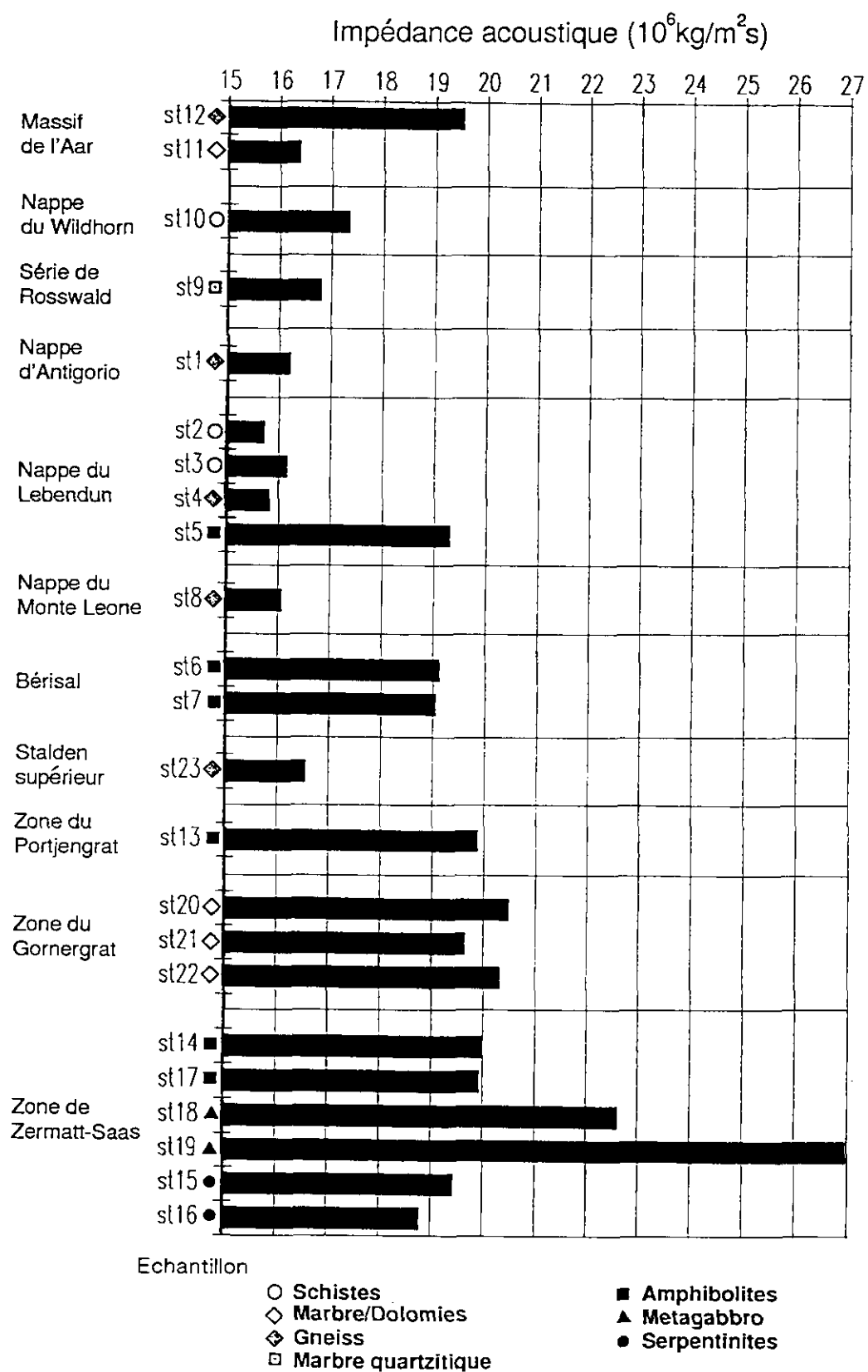
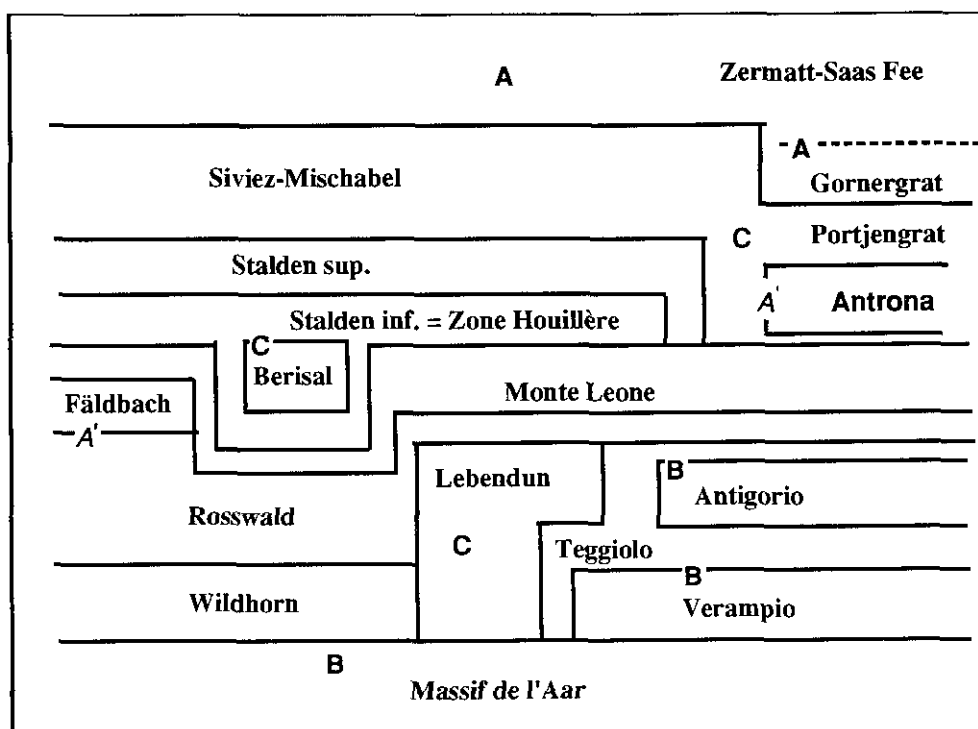


FIGURE 10.4 - Impédances acoustiques, calculées avec les valeurs moyennes des vitesses à 400 MPa, pour les différentes unités tectoniques.



- R.C. Contact lithologique
- A** ~ 0.18 Metagabbro / Serpentine, Dolomie, Amphibolite
 - B** ~ 0.08 Gneiss / Dolomie
 - C** ~ 0.10 Amphibolite / Gneiss, Calcschiste
 - A'** équivalent à **A** (voir texte)

FIGURE 10.5 - Schéma indiquant les positions respectives des unités tectoniques qui sont en contact en profondeur. L'épaisseur réelle et le pendage des couches ne sont pas considérés ici. Les lettres (A, B et C) se réfèrent aux contacts lithologiques présentant de forts coefficients de réflexion. Ceux-ci interviennent soit à l'interface entre deux unités tectoniques, soit au sein d'une même unité. A correspond au même contact que A mais sans que l'on ait de mesure à cet endroit.

tes lithologiques possibles qui donneraient de bons réflecteurs. Le coefficient de réflexion minimum considéré est de 0.05. Ce contraste est déjà important et permet d'avoir une certaine marge de confiance pour l'interprétation.

La figure 10.5 indique les positions respectives des différentes unités supposées à l'aplomb du profil sismique. Ce schéma est basé sur les coupes géologiques pour le positionnement des couches les unes par rapport aux autres, mais ne tient pas compte des épaisseurs et des pendages des couches. Les contacts lithologiques les plus forts de nos données sont repérés sur ce schéma par les lettres en caractères gras (**A**), (**B**) ou (**C**), suivant le type de contact. Dans les unités de Fäldbach et d'Antrona, des contacts équivalents à (**A**) sont supposés (Escher *et al.*, 1988). Comme il n'y a pas de données échantillonnées à cet endroit, ils sont indiqués par un caractère différent (**A'**).

Les lithologies qui forment une séquence ophiolitique, couvrent une large gamme d'impédances acoustiques. Les contacts entre ces roches peuvent générer des coefficients de réflexion jusqu'à 0.17 (**A**), comme un contraste entre des métagabbros et des serpentinites dans la zone de Zermatt-Saas Fee. Une telle valeur de coefficient de réflexion peut aussi provenir d'un contraste entre des métagabbros de la même zone et des dolomies de la zone du Gornergrat. Ces mêmes contacts peuvent être rencontrés dans les unités de Fäldbach et d'Antrona.

L'interface entre un socle gneissique et sa couverture dolomitique est fréquemment observée. Dans le massif de l'Aar, le contact entre gneiss et dolomie génère un coefficient de réflexion de 0.08 (**B**) figure 10.4. La couverture dolomitique (la zone de Teggiolo) des nappes d'Antigorio et de Verampio engendre probablement des réflexions similaires.

Les contacts gneiss/amphibolite et calcschiste/amphibolite produisent un coefficient de réflexion de 0.10 (**C**) (figure 10.4). Ces contacts peuvent se rencontrer dans les nappes de Lebendun et de Siviez-Mischabel, ce qui illustre encore un cas de haute réflectivité au sein d'une nappe. Un même contact peut avoir lieu entre les amphibolites de Bérisal et les unités adjacentes.

Ces coefficients de réflexion sont très forts (supérieurs à 0.08) et ne sont pas exhaustifs. Nous n'avons pas envisagé le cas où des roches, telles que des métagabbros, seraient en contact avec des lithologies du premier groupe (de faibles impédances acoustiques) comme des gneiss, des quartzites etc. De tels coefficients de réflexion, de l'ordre de 0.15 à 0.18 seraient possibles au sein des lithologies de la zone de Sion-Courmayeur et de la nappe de Tsaté (Escher, 1988).

Sur la section sismique W3 (figure 10.6), des réflexions très fortes et cohérentes sont visibles. Dans cette région, les pendages des structures sont complexes (Marchant *et al.*, 1993) et l'interprétation délicate. Les contacts de type (**A**) génèrent probablement la réflexion à 1.8s dans la zone de Zermatt-Saas Fee, au sud du profil. La zone d'Antrona pourrait provoquer les réflexions plus profondes, vers 5s. Les réflexions inclinées et longues de 15 km environ vers 5 à 6s, au centre du profil, pourraient être dues à des couches dolomitiques entre des roches de plus faible impédance acoustique, soit le type (**B**) de réflexion. Le type (**C**), par contre, formerait de courts réflecteurs car les amphibolites ne se présentent pas en niveaux épais et continus.

X.4 Discussion

Les roches étudiées de cette région montrent des anisotropies de vitesses très variables. Le métagabbro (**st19**) est quasi-isotrope tandis que la serpentinite (**st15**) atteint 20% d'anisotropie. Cela induit des variations d'impédance acoustique entre 17 et $21 \cdot 10^6$ kg/m²s pour cette dernière, ou une variation du coefficient de réflexion de 0.05 (voir chapitre VIII.3). Si l'on considère le contact entre ces deux lithologies, le coefficient de réflexion peut atteindre 0.22 pour l'incidence normale (en considérant la vitesse perpendiculaire à la foliation). Par contre dans d'autres cas comme le contact amphibolite/gneiss, la valeur

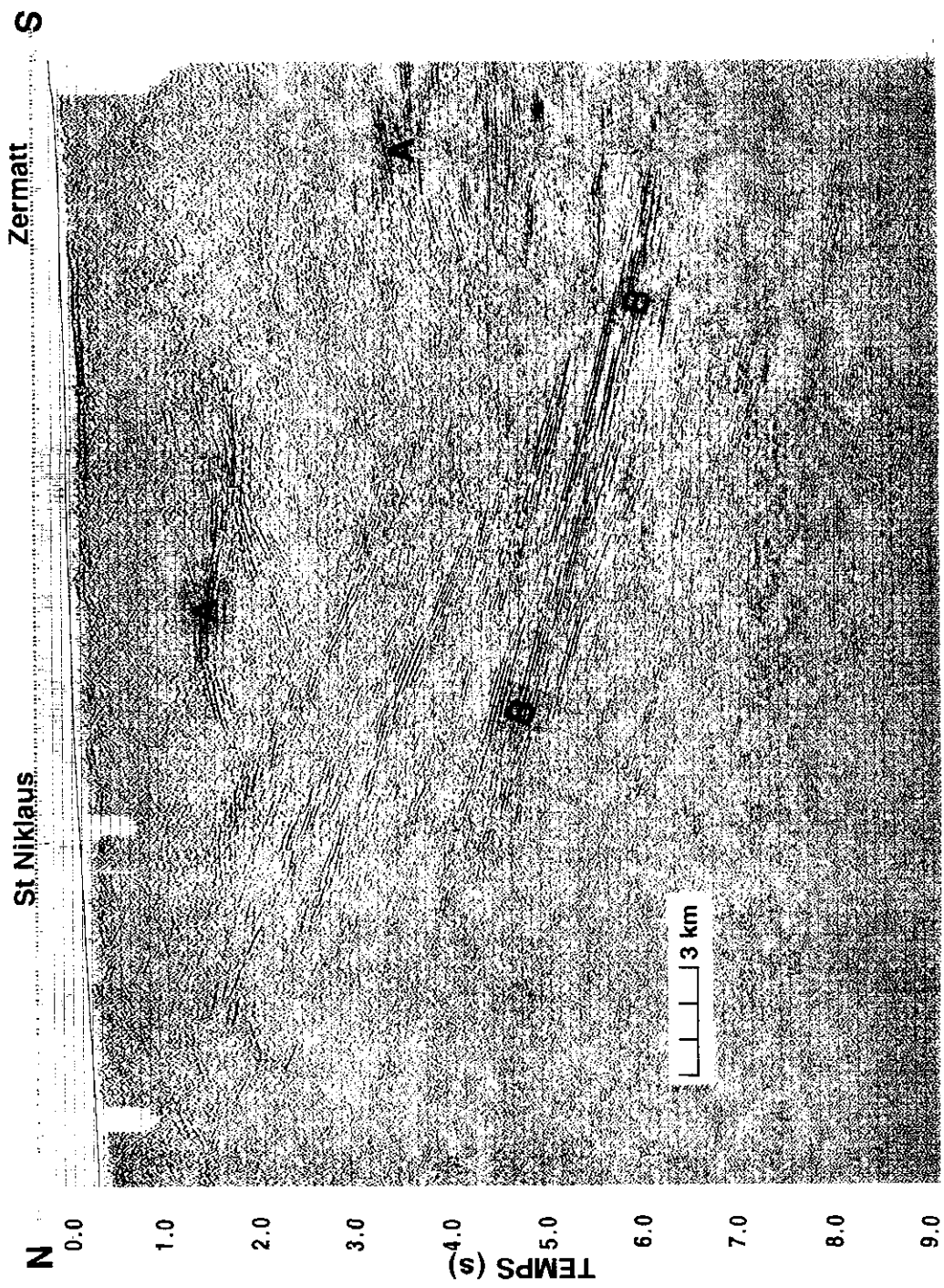


FIGURE 10.6 - Section sismique PNR20-W3 (d'après du Bois *et al.*, 1990). Les zones de réflexions A et B sont discutées dans le texte.

obtenue en utilisant les vitesses moyennes peut être surestimée dans le cas d'amphibolites très anisotropes. Sur ces profils, le pendage des couches est important et variable. Des variations d'impédance acoustique d'un tel ordre de grandeur ($2 \cdot 10^6 \text{ kg/m}^2\text{s}$) peuvent contribuer à changer l'image sismique, en particulier les réflexions émanant de couches pentées.

XI Profil PNR20-W1

XI.1 Introduction géologique et description des échantillons

La ligne sismique PNR20-W1, longue de 32 km, débute aux environs de Zweisimmen dans les Préalpes, passe par le village de la Lenk situé dans l'Ultraschweiz, puis se dirige vers le sud et traverse le col du Rawil pour redescendre sur le versant valaisan. Elle se termine dans la plaine du Rhône aux abords du village de Grône. Sur un secteur allant des environs de la Lenk à Lens, la ligne est située dans le domaine helvétique (nappe du Wildhorn), puis elle traverse le front pennique et la nappe de Sion-Courmayeur (figure 11.1).

Sur une grande partie de son trajet, la ligne est située au creux de la dépression axiale du Rawil déterminée, entre autres, par le plongement des massifs cristallins vers le SW de Gastern et de l'Aar, et vers le NE des Aiguilles-Rouges et du Mont-Blanc.

Le domaine helvétique est constitué d'un empilement de nappes qui recouvrent les massifs des Aiguilles-Rouges et de Gastern (Escher *et al.*, 1988). Ces nappes sont formées de roches sédimentaires dont l'âge varie du Trias à l'Oligocène. La nature de ces sédiments est variée. On y trouve principalement des calcaires, des marnes, des argilites, des grès ainsi que des dolomies et des évaporites dans une moindre mesure (Masson *et al.*, 1980). La structure interne de ces nappes est caractérisée par de nombreux plis dont l'amplitude atteint l'échelle kilométrique. La couverture autochtone à paraautochtone de ces nappes est composée essentiellement de quartzites, calcaires, dolomies et marnes. Elle s'amincit fortement vers le Sud.

Au sein des massifs des Aiguilles-Rouges, on note la présence d'un graben comblé par des conglomérats, des grès et des pélites du permo-carbonifère (synclinal de Salvan Dorénaz, Badoux, 1974, Pilloud, 1989).

Les lieux d'échantillonnage sont figurés sur la figure 11.1. Grâce au plongement axial et au creusement de la vallée du Rhône, les structures à l'aplomb du profil se retrouvent en affleurement, à l'ouest de celui-ci. La position des échantillons a été projetée en profondeur sur une coupe tectonique (figure 11.2) qui se trouve également à l'Ouest du profil et qui est indiquée par A-B sur la figure 11.1. L'échantillonnage couvre des roches du socle et différentes unités de la nappe de Morcles. Le métamorphisme est du faciès des schistes-vert (anchizone-épizone) pour les roches de la couverture et atteint le faciès des amphibolites pour les gneiss du socle (métamorphisme hercynien). De bas en haut et du Nord au Sud (figure 11.2), on a échantillonné différentes lithologies que l'on trouve dans le socle cristallin: un microgranite (**hm3**), un gneiss (**hm4**), un granite (**hm5**) et un gneiss granitique (**hm6**) assez déformé. On a ensuite deux échantillons du permo-carbonifère supérieur, un grès (**hm1**) et un conglomérat (**hm2**) puis, de nouveau, un gneiss du massif

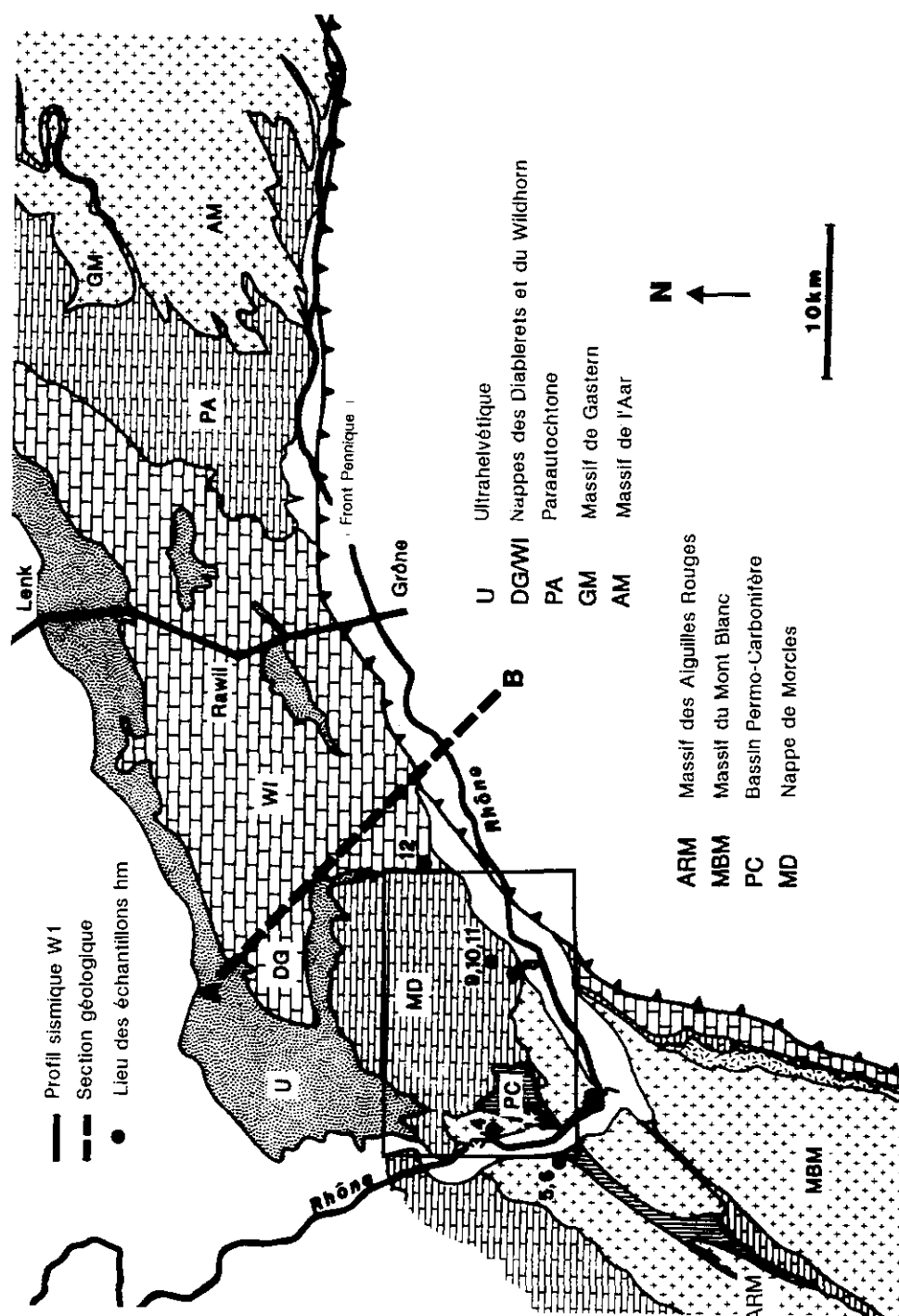


FIGURE 11.1 - Carte géologique indiquant le tracé de la partie sud du profil sismique PNR20-W1 (en pointillés) et la localisation des lieux d'échantillonnage (cercles pleins) des échantillons "hm". La fenêtre indique la région illustrée sur la FIGURE 11.6.

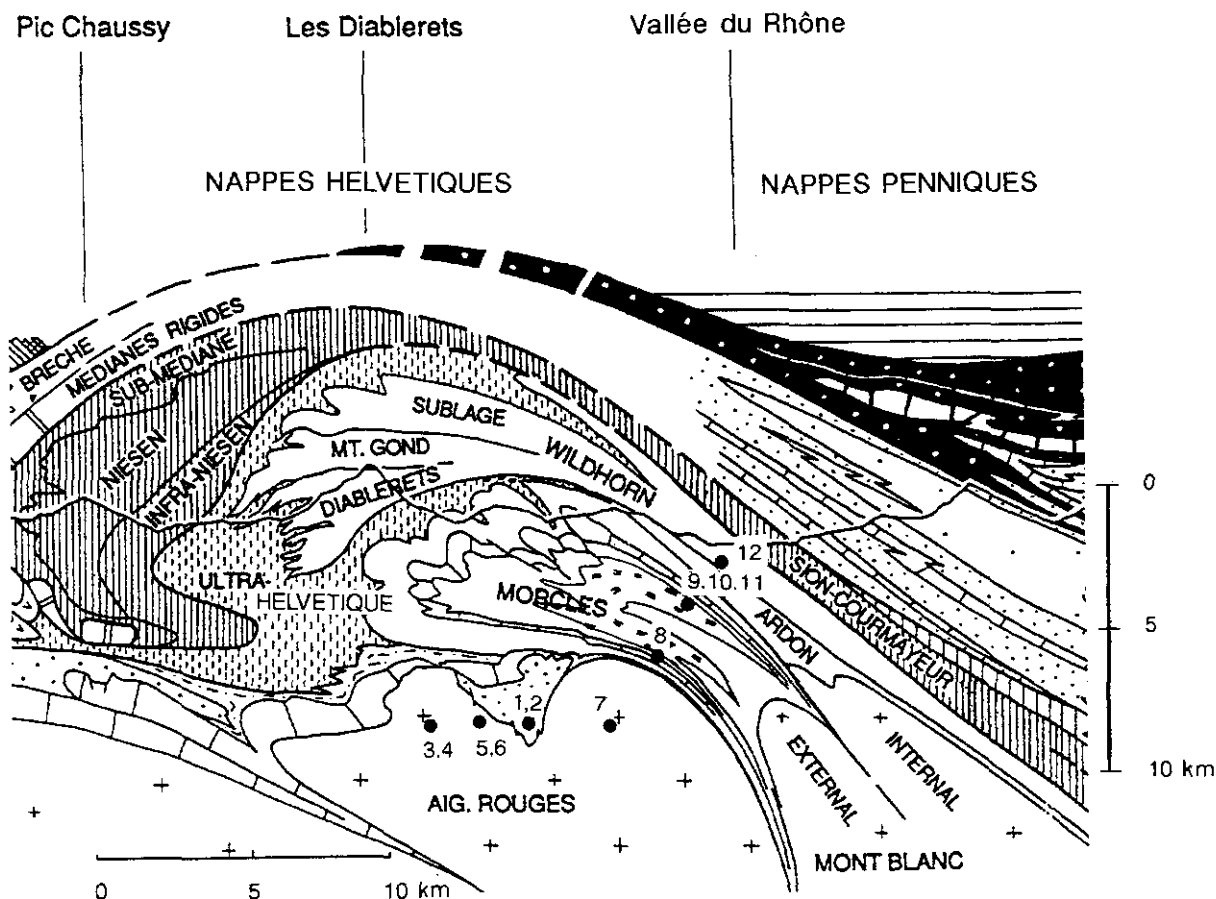


FIGURE 11.2 - Coupe géologique à l'aplomb du profil sismique montrant la projection des échantillons en profondeur. Les numéros correspondent aux échantillons "hm".

des Aiguilles Rouges (**hm7**). Pour la couverture sédimentaire, nous avons, dans la nappe de Morcles, un calcaire micritique du Trias du flanc inverse (**hm8**). Dans le flanc normal, un calcaire échinodermique (**hm9**) et des argilites (**hm10**, **hm11**). Le dernier échantillon de cette série (**hm12**) est une micrite du Malm de la nappe du Wildhorn. Les échantillons (**hm8**) à (**hm12**) proviennent d'une zone où le style tectonique est caractérisé par une déformation ductile: c'est un plissement isoclinal. La foliation est parallèle à la stratification.

XI.2 Impédances acoustiques

Les vitesses (à 400MPa) et les masses volumiques sont reportées sur le tableau 11.1 et sur la figure 11.3a. Les valeurs d'iso-impédances acoustiques sont reportées en pointillés. Comme il n'y a pas de dolomie dans cet échantillonnage, on se référera à l'échantillon **pf15** (figure 9.3) qui est une dolomie du profil Est, elle a été ajoutée pour indication. Dans le cas de ce profil, les profondeurs sont plus faibles que dans le Pennique. En comparant les deux figures 11.3b et c, qui représentent respectivement la distribution des vitesses et des masses volumiques à 100 et 300 MPa, il ressort que la distribution des impédances acoustiques est différente à basse pression qu'à haute pression: dans le premier cas, l'étalement est régulier entre 15 et $18 \cdot 10^6 \text{ kg/m}^2\text{s}$, alors que dans le second cas les valeurs sont plus groupées (entre 16 et $18 \cdot 10^6 \text{ kg/m}^2\text{s}$), en particulier les grès, granites et gneiss et les calcaires (dans une moindre mesure); il faut également souligner que dans ce second cas, la valeur maximale est plus forte ($20 \cdot 10^6 \text{ kg/m}^3\text{s}$ pour la dolomie). Ceci induit des réflexions moins marquées en profondeur, excepté pour celles qui impliquent la dolomie. En effet à 300 MPa, une couche de dolomie provoquera une réflexion importante (un écart de $2 \cdot 10^6 \text{ kg/m}^3\text{s}$ au minimum) quelle que soit la lithologie adjacente (dans cet échantillonnage évidemment). Il faut signaler que pour certains échantillons, la vitesse perpendiculaire à la foliation est manquante et donc la vitesse moyenne est surestimée, c'est le cas en particulier pour les argilites (**hm10** et **hm11**) qui sont très anisotropes et, dans une bien moindre mesure, pour l'échantillon de calcaire (**hm12**). Il faut noter que les valeurs pour les argilites sont biaisées puisqu'il manque les valeurs perpendiculaires à la foliation, qui sont les plus basses. On peut s'attendre à des valeurs d'impédance acoustique n'excédant pas $16 \cdot 10^6 \text{ kg/m}^3\text{s}$. On utilisera par la suite un échantillon d'argilite du val de Bagnes **ba3**.

Unité Géologique	Lithologie	Vitesse P Moyenne (km/s) à 400 MPa	Masses Volumiques de Matrice (10 ³ kg/m ³)	Anisotropie de Vitesse (%)	Impédance Acoustique (10 ⁶ kg/m ² s)
Nappe de Morcles (flanc normal)	hm12 Calcaire micritique	6.55	2.70	-	17.7
	hm9 Calcaire bioclastique	6.49	2.69	7	17.5
	hm10 Argilite	6.36	2.65	-	16.9
	hm11 Argilite	6.47	2.53	-	16.4
Nappe de Morcles (flanc inverse)	hm8 Calcaire micritique	6.53	2.71	8	17.7
Permo-Carbonifère	hm1 Grès.	6.00	2.67	1	16.0
	hm2 Conglomérat	6.08	2.69	1	16.4
Massif des Aiguilles Rouges	hm3 Microgranite	5.99	2.64	3	15.8
	hm4 Gneiss	6.19	2.75	10	17.0
	hm5 Granite	6.12	2.70	3	16.5
	hm6 Granite	6.26	2.65	3	16.6
	hm7 Gneiss	6.12	2.72	5	16.6

Tableau 11.1. Liste des propriétés physiques des échantillons du Profil W1 avec indication des unités géologiques auxquelles ils appartiennent.

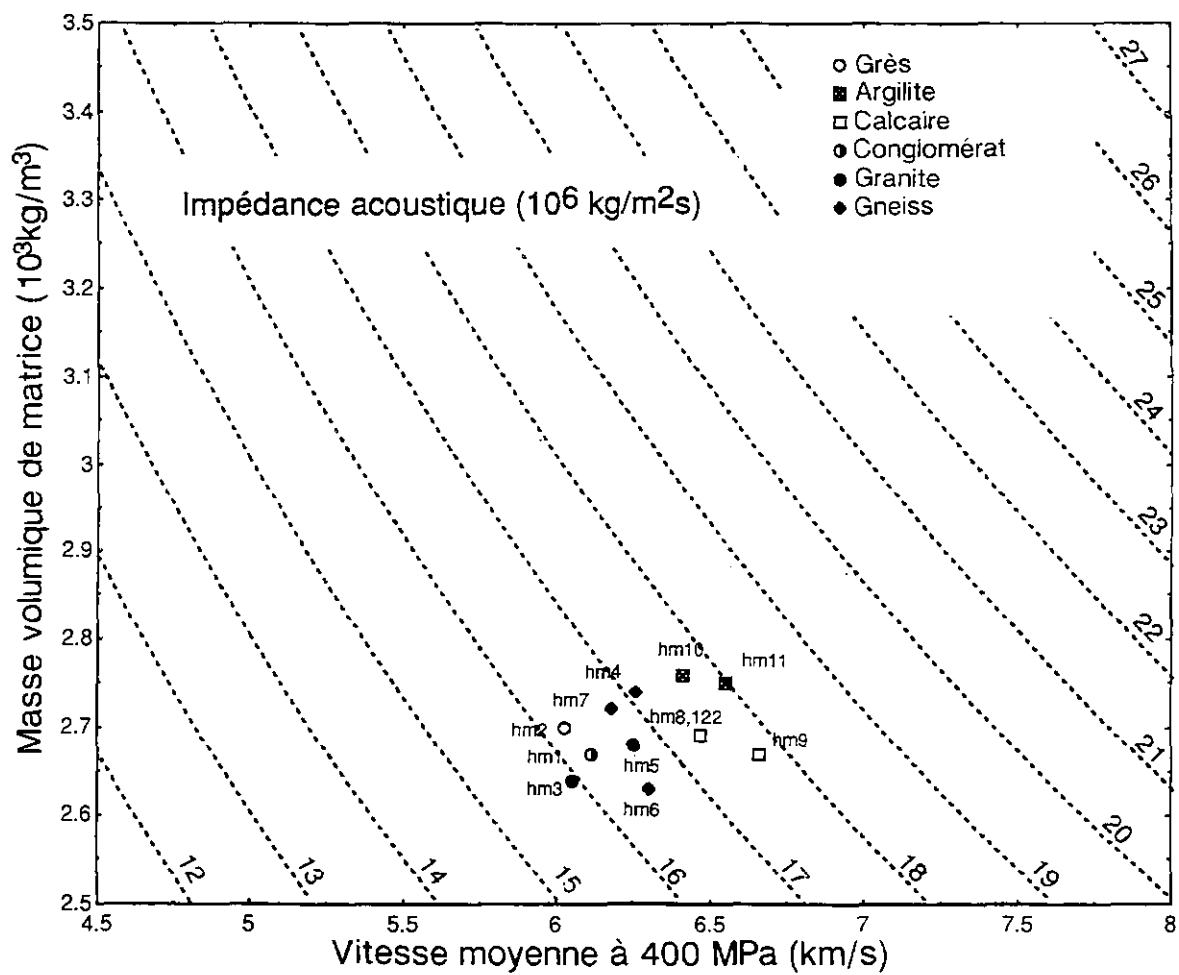


FIGURE 11.3 a - Vitesses moyennes d'onde de compression à 400 MPa en fonction de la masse volumique de matrice des échantillons du PNR20-Est.

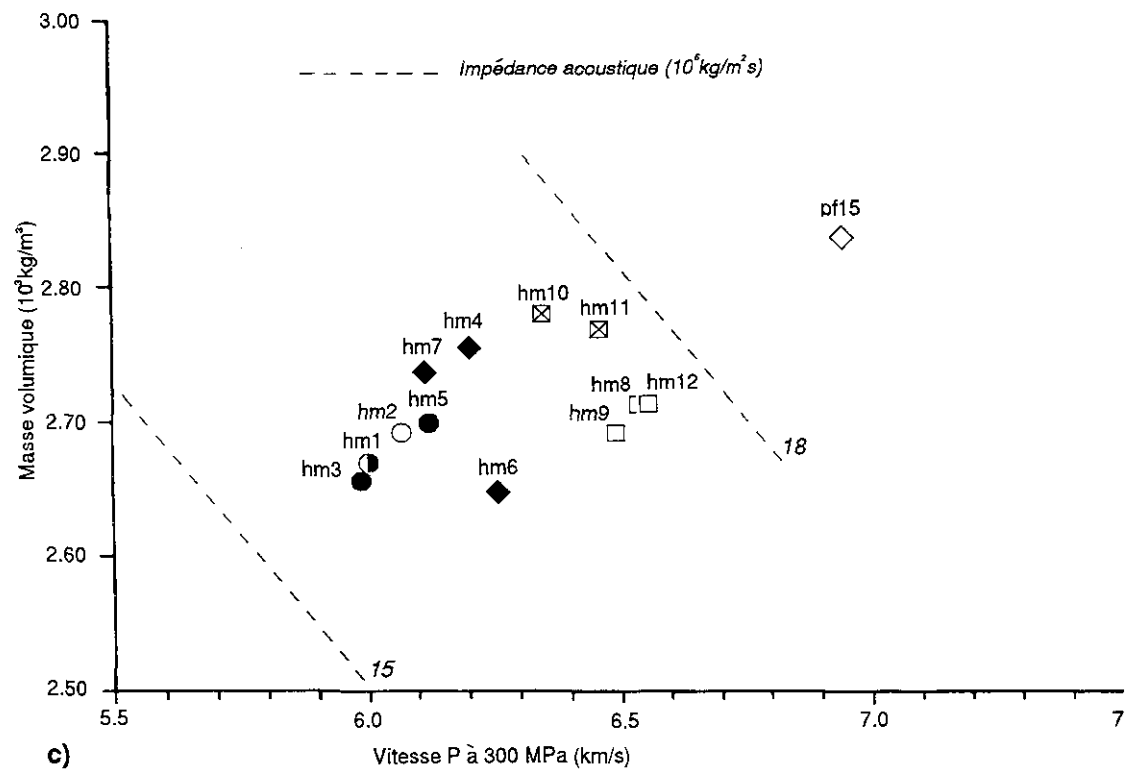
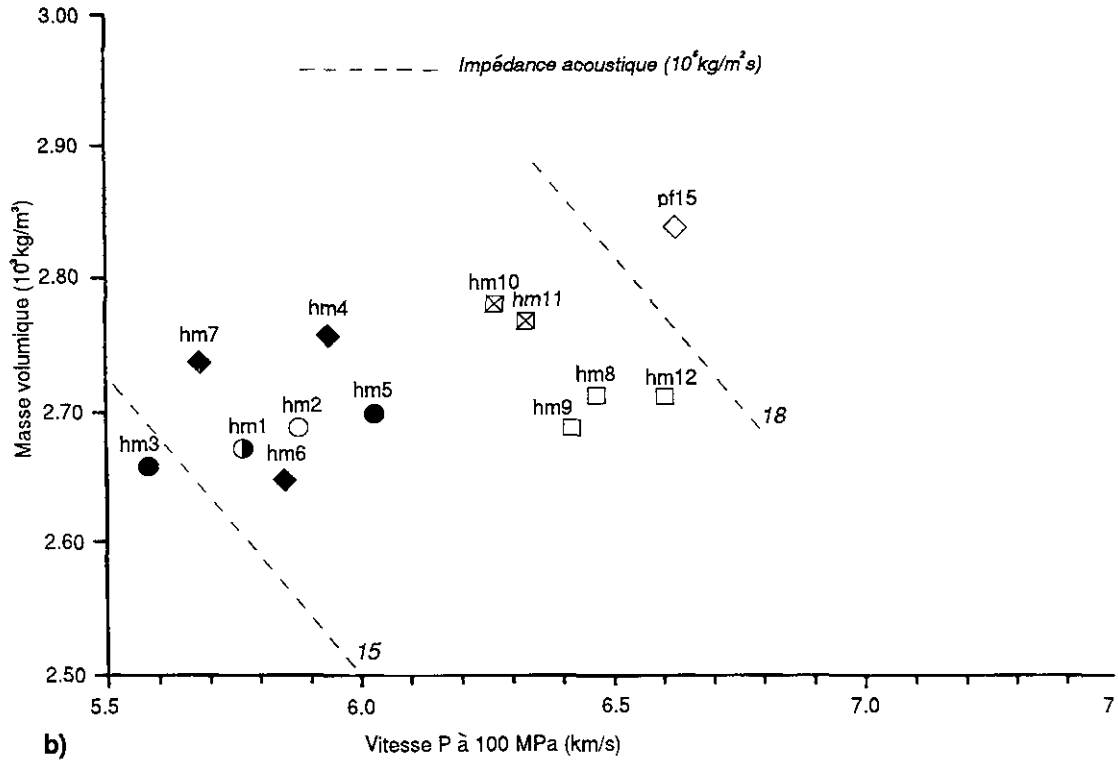


FIGURE 11.3 b et c - Vitesses moyennes d'onde de compression à 100 MPa (b) et à 300 MPa (c) en fonction de la masse volumique de matrice des échantillons du PNR20-Est.

XI.3 Réflecteurs

Nous allons observer les contacts lithologiques susceptibles de provoquer de fortes réflexions à l'interface socle/couverture dans la partie Sud de la section sismique (figure 11.4). La figure 11.5 est un schéma qui donne un aperçu de la disposition des unités entre elles, mais l'épaisseur des unités n'y correspond pas à la réalité. Comme nous l'avons fait pour le profil W3, ce schéma permet de mettre en évidence les lithologies importantes pour chaque contact. De bas en haut, nous rencontrons le socle (massif des Aiguilles Rouges), le synclinal permo-carbonifère, le para-autochtone et les nappes helvétiques proprement dites; ici, c'est en particulier la nappe de Morcles. Les lettres de A à H indiquent les contacts possibles; A est un contact dans le socle, B un contact entre le socle et le permo-carbonifère, C un contact dans le permo-carbonifère, D entre le socle et le para-autochtone et ainsi de suite, sans laisser de côté les contacts éventuels à l'intérieur d'une même unité.

TABEAU 11.2 - Coefficients de réflexion à incidence normale des contacts possibles à l'aplomb du profil sismique PNR20-W1, pour une pression de 300MPa. des vitesses V_m (vitesse moyenne) et V_1 (direction 1, //Z)

	Contact Lithologique	Coefficient de Réflexion	
		V_m	V_1
A	microgranite / gneiss	0.01	0.01
B	grès / gneiss	-	0.03
C	grès / gneiss	-	0.03
D	grès / gneiss	-	0.03
E	grès / gneiss	-	0.03
F	dolomie / grès	-	0.03
G	marne / calcaire	0.05	0.20
	calcaire / dolomie	0.05	0.05
H	grès / calcaire	0.05	0.04
	marne / calcaire	0.05	0.20
	grès / calcaire	0.05	0.05

Sur le tableau 11.2 sont indiquées, pour chaque cas, les lithologies qui peuvent intervenir avec le plus fort contraste d'impédance acoustique ainsi que le coefficient de réflexion estimé. Les valeurs utilisées, rappelons-le, sont les vitesses moyennes à 300 MPa; le contact étudié est le contact socle-couverture et il est présumé d'environ 3 à 5 km de profondeur (Levato *et al.*, 1994). Si l'on étudie les coefficients de réflexion des différents contacts, il apparaît que les réflecteurs les plus importants ne seraient pas générés directement par des contacts impliquant des roches du socle. En effet, ce serait plutôt les contacts impliquant le para-autochtone et la nappe de Morcles qui généreraient les plus forts coefficients de réflexion (0.05). Le para-autochtone en contact avec le permo-carbonifère peu présenter également un fort contraste avec une valeur de 0.05, mais ce contact a une extension limitée.

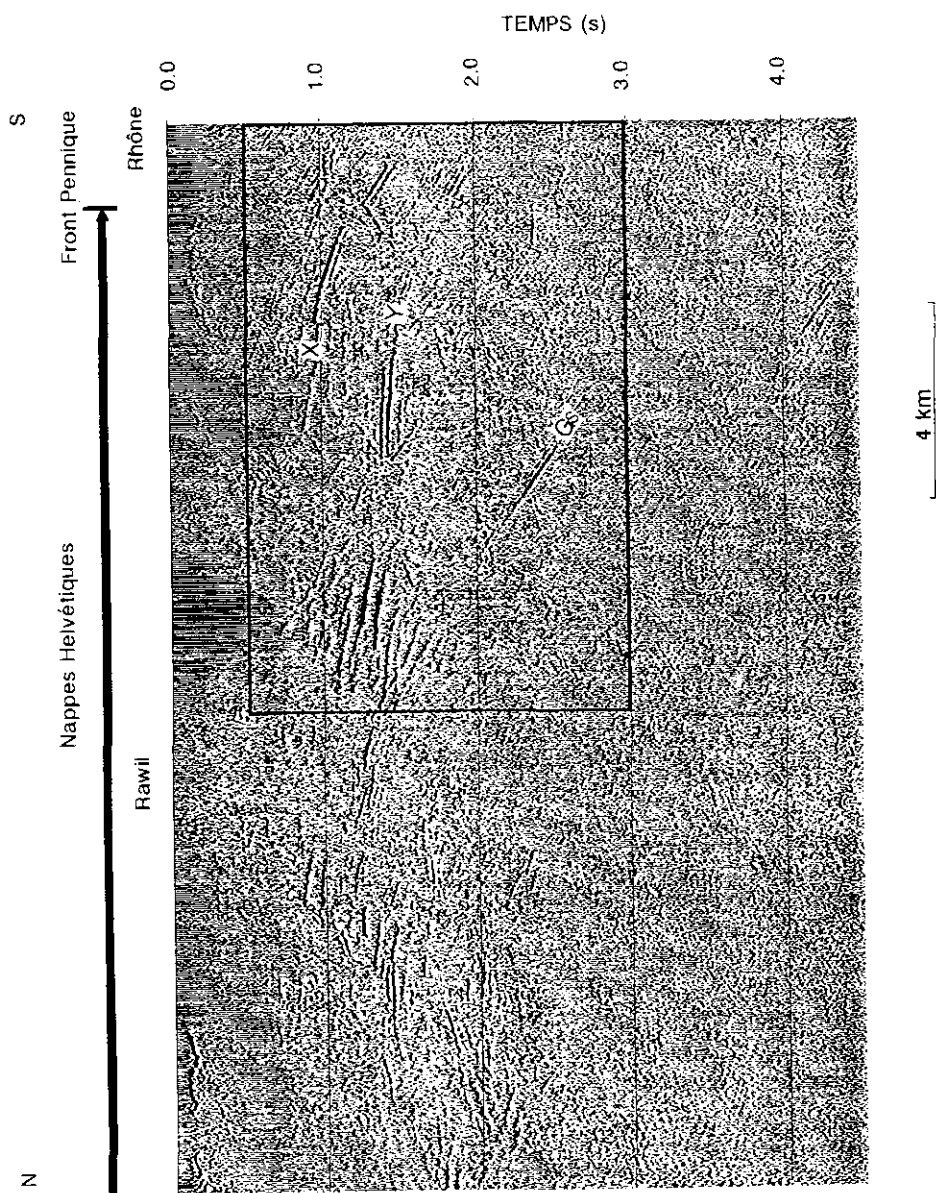


FIGURE 11.4 - Section sismique PNR20-W1 ("stack" après DMO)

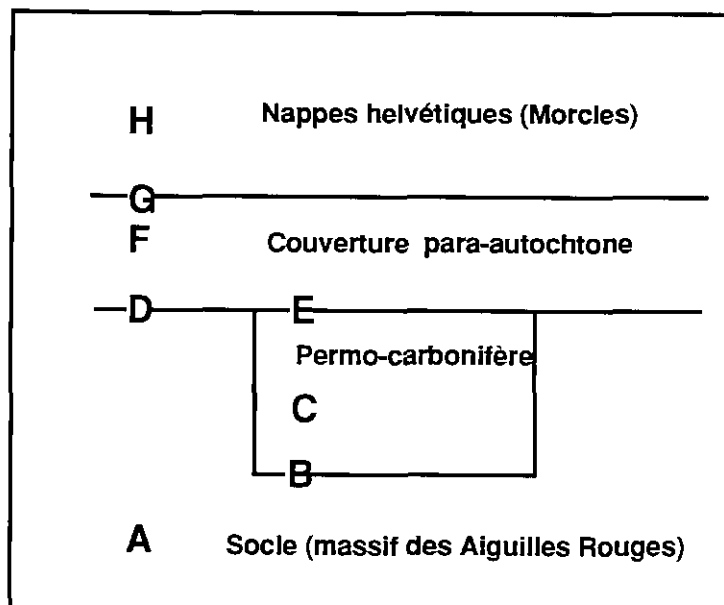


FIGURE 11.5 - Schéma indiquant les positions respectives des unités tectoniques qui sont en contact en profondeur. L'épaisseur réelle et le pendage des couches ne sont pas considérés. Les lettres de A à H représentent les différents cas de contact lithologique possibles.

Dans la partie sud de la nappe de Morcles(Wildhorn), sur environ 4 km et entre 1 à 2s, on observe des réflecteurs très marqués. Les contrastes des lithologies présentes à ces endroits peuvent donner des réflexions de forte amplitude, mais nous sommes en présence de nombreuses couches dont la nature et l'épaisseur sont très variables. Pour mettre en évidence les niveaux qui pourraient générer de fortes réflexions, nous avons étudié deux sections stratigraphiques, qui traversent la nappe de Morcles jusqu'au socle cristallin et comparé les coefficients de reflexion des différents contacts.

XI.3.1 Présentation des section stratigraphiques (coupes)

La position des coupes choisies Ardève (X-X') et Arbignon (Y-Y'), est indiquée sur la figure 11.6. Ces coupes se trouvent à proximité des lieux d'échantillonnage. Le plongement axial des structures en direction du NE (dépression du Rawil) permet de projeter ces profils en profondeur à l'aplomb de la ligne sismique. A partir de ces coupes, on a établi une séquence stratigraphique avec la succession des unités géologiques, leur épaisseur, leur cote, la formation à laquelle elles appartiennent ainsi que leur description lithologique et leur âge. Ces indications correspondent à celles d'un forage fictif que l'on effectuerait au travers de ces unités mais on peut considerer retrouver ces contacts sur 500m à 1 km avec un léger pendage, surtout pour le bassin permocarbonifère de la seconde coupe (Arbignon).

Toutes ces informations sont reportées sur les tableaux 11.3 et 11.4. La succession lithologique donnée, on attribue à chaque couche une masse volumique et une vitesse en fonction de la lithologie. La vitesse est estimée pour la pression correspondant à la profondeur à laquelle on s'attend à retrouver ces unités, à l'aplomb de la ligne sismique. Ce

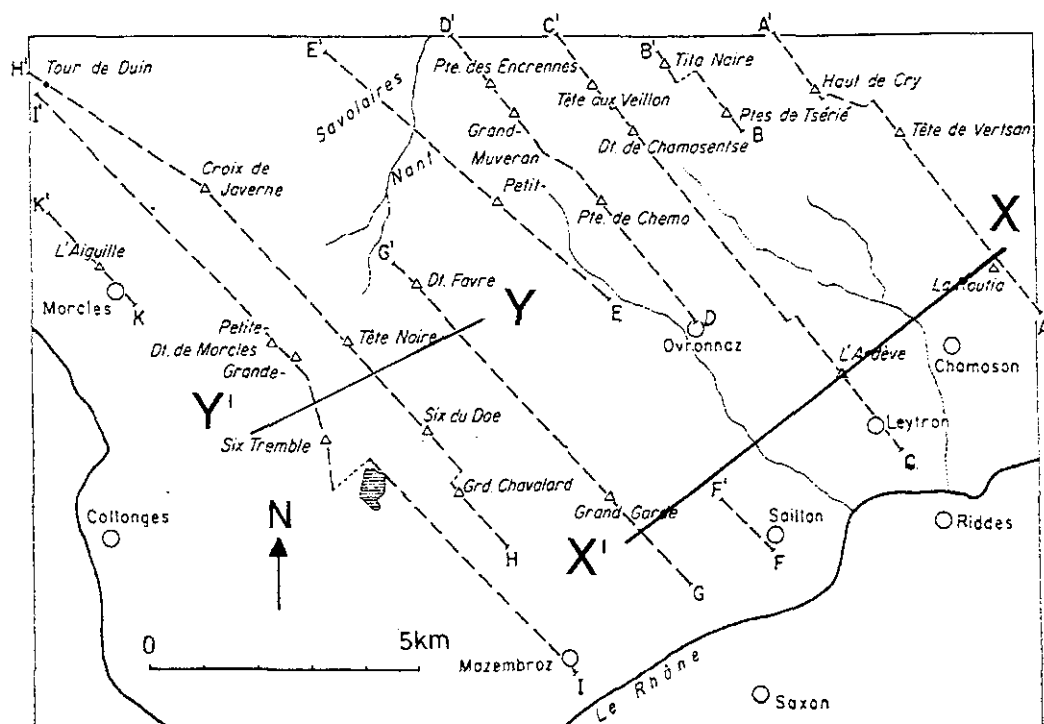


FIGURE 11.6 - Localisation des coupes X-X', Ardèche (tableau 1.14) et Y-Y', Arignion (tableau 1.15), sur une carte au 1/25000 tirée de Badoux, 1971.

sont des vitesses dans la direction perpendiculaire à la stratigraphie. Pour les roches de composition intermédiaire dont on n'a pas de mesures de vitesse et de masse volumique (les marnes par exemple), les propriétés physiques sont estimées à partir des valeurs des roches "pures" (calcaires, argilites, grès). Les lithologies principales que l'on rencontre dans la nappe de Morcles sont des calcaires, grès, argilites et marnes. Pour estimer les valeurs de chaque couche, nous avons reporté leur composition sur un diagramme ternaire où chaque sommet correspond à l'un des pôles purs (calcaires, grès, argilites). A chacune des deux coupes, nous avons attribué une masse volumique en fonction des lithologies en interpolant les valeurs entre les pôles (figure 11.7), puis placé le numéro de chaque couche en fonction de sa composition, méthode inspirée de Christensen et Szymanski (1991). Pour octroyer des valeurs de vitesses (figure 11.8), la même procédure est suivie mais trois cas de pressions différentes sont considérées (100, 200 et 300 MPa), représentant des profondeurs allant de 3 à 7 km. Ces coefficients de réflexion sont reportés sur une coupe en fonction du temps double d'arrivée en surface de la discontinuité.

XI.3.2 Etude de la coupe "Ardèche"

La première section (X-X') Ardèche coupe le flanc inverse et normal de la nappe de Morcles ainsi que le socle, ceci au niveau de la montagne de l'Ardèche (indiqué sur la figure 11.6).

No	cote top m	épaisseur m	formation	description	litage	âge	masse volumique 10 ³ kg/m ³	vitesse km/s
1	0	100	Marnes à Globigérines	marnes	homogène	Tertiaire	2.73	5.05
2	100	100	Valanginien Calcaire	calcaires	massif	Crétacé	2.70	6.10
3	200	75	Valanginien Schisteux	marnes et calcaires	0.2m	Crétacé	2.72	5.40
4	275	200	Malm	calcaires	massif	Jurassique sup.	2.70	6.10
5	475	75	Argovien	calcaires argileux, marnes	0.2m	Jurassique sup.	2.74	4.70
6	550	25	Callovo-Oxfordien	marnes	homogène	Jurassique sup.	2.73	5.05
7	575	100	Bajocien sup	calcaires siliceux	0.2m	Dogger	2.69	5.97
8	675	100	Bajocien inf	marnes et calcaires siliceux	0.2m	Dogger	2.70	5.48
9	775	650	Aalénien (+Toarcien)	argilites (+marnes)	homogène	Dogger	2.76	4.00
10	1425	750	Lias	calcaires gréseux spathiques	0.5m	Lias	2.69	6.00
11	2175	850	Aalénien (+Toarcien)	argilites	homogène	Dogger	2.76	4.30
12	3025	225	Bajocien inf	marnes et calcaires siliceux	0.2m	Dogger	2.70	5.69
13	3250	200	Bajocien sup	calcaires siliceux	0.2m	Dogger	2.69	6.05
14	3450	25	Callovo-Oxfordien	marnes	homogène	Jurassique sup.	2.73	5.35
15	3475	50	Argovien	calcaires et marnes	0.5m	Jurassique sup.	2.72	5.63
16	3525	150	Malm	calcaires	massif	Jurassique sup.	2.70	6.20
17	3675	50	Valanginien Schisteux	marnes et calcaires	0.2m	Crétacé	2.72	5.63
18	3725	25	Valanginien Calcaire	calcaires	massif	Crétacé	2.70	6.20
19	3750	10	Kieselkalk	calcaires siliceux	0.2m	Crétacé	2.69	6.08
20	3760	10	Couches du Drusberg	marnes et calcaires	0.5m	Crétacé	2.72	5.63
21	3770	10	Urgonien	calcaires	massif	Crétacé	2.70	6.20
22	3780	5	Trias, dolomies	dolomies	1m	Trias	2.83	6.69
23	3785	5	Trias, grès	grès, quartzite	1m	Trias	2.66	5.85
24	3790		Socle	gneiss, granite		Paléozoïque	2.70	5.67

TABLEAU 11.3. Formations de la coupe Ardève avec leurs cotes, ainsi que les vitesses et masses volumiques attribuées

No	cote top m	épaisseur m	formation	description	litage	âge	masse volumique 10 ³ kg/m ³	vitesse km/s
1	0	100	Malm	Calcaire	massif	Jur. sup	2.70	6.20
2	100	125	Valanginien Schisteux	marnes et calcaires	0.2m	Crétacé	2.72	5.75
3	225	25	Valanginien Calcaire	calcaires	massif	Crétacé	2.70	6.20
4	250	225	Kieselkalk	calcaires siliceux	0.2m	Crétacé	2.67	6.12
5	475	10	C. du Drusberg	marnes et calcaires	0.5m	Crétacé	2.72	5.75
6	485	10	Urgonien	calcaires	massif	Crétacé	2.70	6.20
7	495	5	Gault	grès		Crétacé	2.69	5.60
8	500	10	C. Roe Champion	conglomérat calcaire		Tertiaire	2.70	6.00
9	510	20	C. à Cérithes	marnes (et calcaires)		Tertiaire	2.73	5.45
10	530	375	Calcaire à Nummulites	calcaires et conglomérats calc.		Tertiaire	2.70	6.10
11	905	350	Flysch	marnes et grès + congl.		Tertiaire	2.70	5.40
12	1255	40	Malm	calcaires	massif	Jur. sup	2.70	6.20
13	1295	40	Argovien	marnes et calcaires	0.3m	Jur. sup	2.72	5.45
14	1335	20	Trias, dolomies	dolomies	1m	Trias	2.83	6.97
15	1355	75	Malm	calcaires	massif	Jur. sup	2.70	6.20
16	1430	150	Argovien	marnes et calcaires	0.3m	Jur. sup	2.72	5.80
17	1580	25	Bajocien	calcaires	1m	Dogger	2.70	6.20
18	1605	100	Lias moyen	calcaires gréseux spathiques	0.3m	Lias	2.69	6.12
19	1705	50	Lotharingien	grès, calcaires gréseux	0.3m	Lias	2.67	5.88
20	1755	150	Sinemurien	marnes et calcaires	0.3m	Lias	2.72	5.80
21	1905	10	Rhétien	grès, quartzites	1m	Lias	2.66	5.91
22	1915	20	Trias, dolomies	dolomies	1m	Trias	2.83	7.00
23	1935	10	Trias, grès	grès et quartzite	1m	Trias	2.66	5.90
24	1945	750	Carbonifère	grès et conglomérats	1-50m	Carbonifère	2.66	5.90
25	2695		Gneiss AR	gneiss			2.70	5.80

TABLEAU 11.4. Formations de la coupe Arignon avec leurs cotes, ainsi que les vitesses et masses volumiques attribuées.

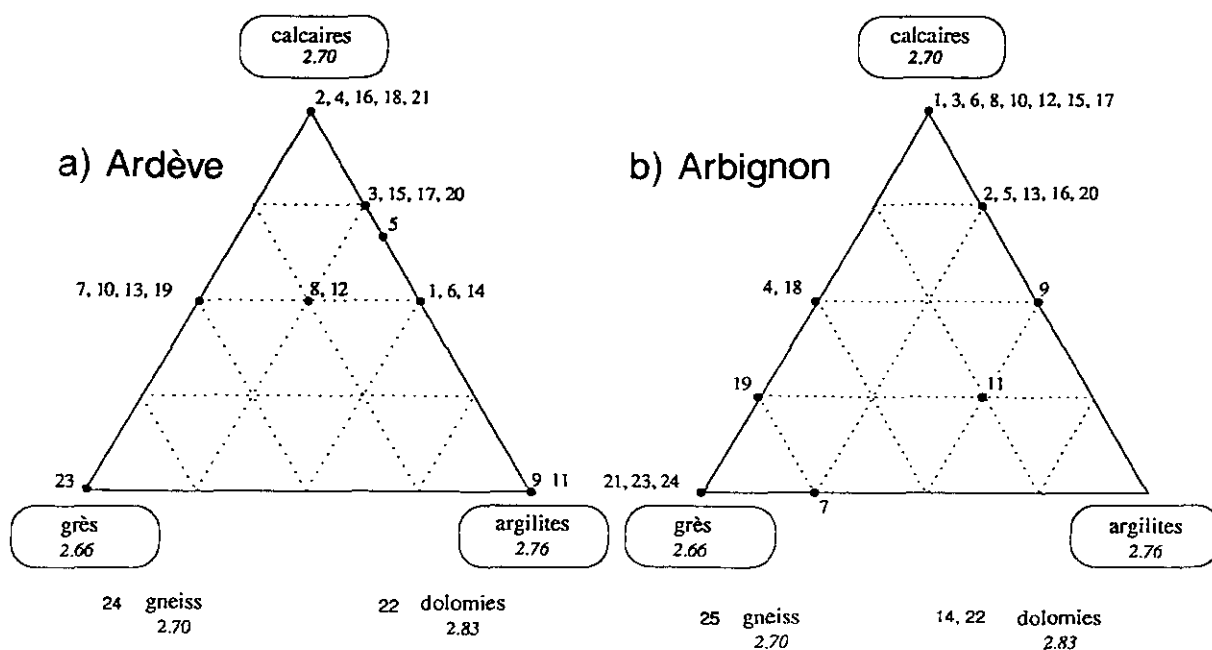


FIGURE 11.7 - Diagrammes “ternaires” pour l’attribution des masses volumiques (en 10^3 kg/m^3) aux formations des coupes a) Ardèche et b) Arbignon (pour l’explication de la méthode se référer au texte).

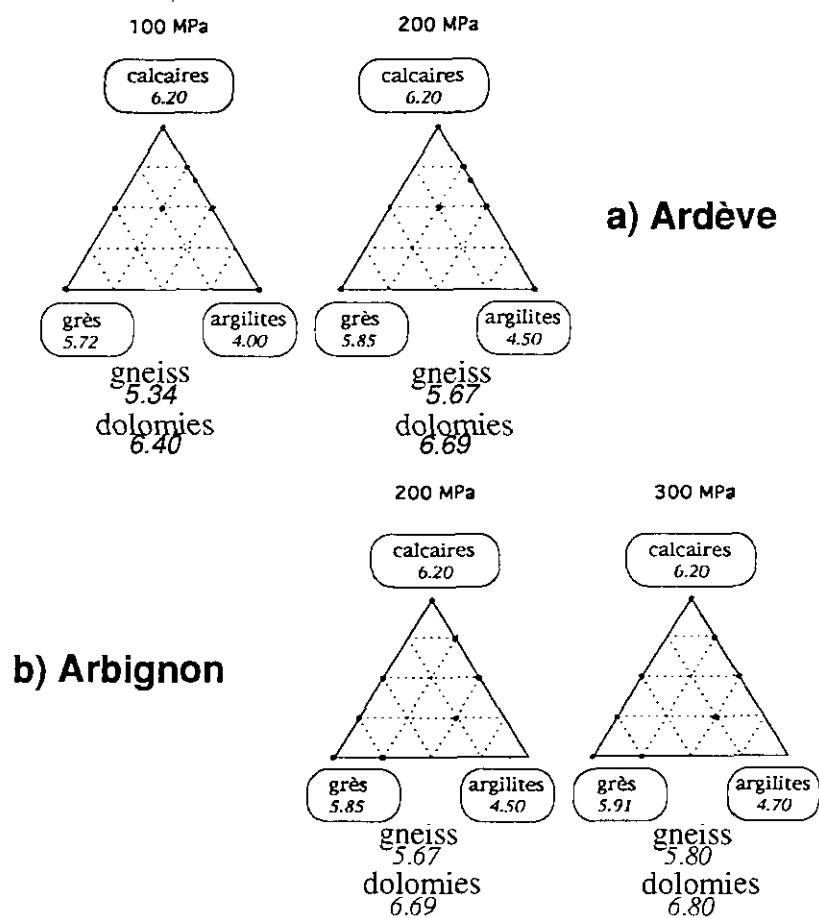


FIGURE 11.8 - Diagrammes “ternaires” pour l’attribution des vitesses (en km/s) aux formations de la coupe a) Arbignon et b) Arbignon (pour l’explication de la méthode se référer au texte).

Les vitesses varient de 4 km/s pour les argilites du Dogger (Aalénien) à 6.69 km/s pour les dolomies du Trias (tableau 11.3). L'épaisseur des couches est aussi très variable; elle est de 5m pour les grès et dolomies du Trias et atteint 850m environ pour les argilites. La figure 11.9 est une représentation des coefficients de réflexion en fonction du temps. Si l'on compare le nombre de couches et le nombre de réflexions, il semble manquer des réflexions. En effet au niveau du bas de la coupe, les couches étant très minces, on ne peut pas, à l'échelle de la représentation, vers 1500 ms, les différencier. Si l'on observe, vers 1.5s et à partir de la couche n°16, le contact Jurassique/Crétacé, représenté par la juxtaposition des calcaires du Malm avec les marnes du Valanginien schisteux, ce contact n'est pas très fort, mais, plus bas, on voit une suite de réflexions très rapprochées, avec un écart tombant à 10 ms environ. Dans ce cas il y aurait superposition des réflexions. La couche du Kieselkalk est indécélable. Il apparaît une réflexion positive qui résulte de la superposition d'un contact dans le Crétacé (couches du Drusberg/Urgonien) et de la limite Crétacé/Trias. La limite Trias/Socle n'est pas détectable directement, mais il apparaît une forte réflexion dans le Trias entre les dolomies et les grès. Cette réflexion marquerait la limite socle-couverture sur la section sismique sans que ce soient les lithologies du contact couverture/socle, c'est-à-dire les grès du Trias en contact avec les gneiss et granites, qui génèrent cette réflexion.

Le niveau de dolomies, bien que très mince, en contact avec les couches adjacentes dans le Trias, provoque une réflexion suffisamment forte pour être décelable sur cette coupe. Mais le long de la section son épaisseur est variable et elle n'est probablement plus détectable. Les contacts qui provoquent les plus fortes réflexions sont:

- 1) dans le Dogger, la limite Bajocien/Aalénien, dans le flanc normal (contact 8/9) et dans le flanc inverse (contact 11/12) et
- 2) le coeur de la nappe de Morcles, c'est-à-dire la limite Dogger/Lias et l'inverse (contacts 9/10 et 10/11).

Dans les deux cas ce sont de fortes épaisseurs d'argilites qui sont à la base de ces réflexions.

XI.3.3 Etude de la coupe "Arbignon"

Cette coupe est située au nord de la précédente (coupe Y-Y' sur la figure 11.6), la section recoupe le flanc inverse de la nappe de Morcles, des écaillés para-autochtones, une série autochtone et le synclinal permo-carbonifère. Le haut de cette coupe (niveau 1) correspond au niveau de la couche n° 16 de la coupe Ardèche (tableau 11.3), c'est Malm du flanc inverse). La liste des unités se trouve sur le tableau 11.4.

L'épaisseur des couches varie entre 5m (grès du Crétacé) et 750m pour le Carbonifère représenté par des grès et conglomérats. Les vitesses estimées sont légèrement plus rapides que dans la coupe précédente car les couches se projettent à des profondeurs plus importantes. Elles vont de 5.40 km/s pour le flysch à 6.95 km/s pour les dolomies.

De haut en bas sur cette section on peut distinguer dans la série quelques contacts de fortes amplitudes (figure 11.10). La limite Jurassique/Crétacé est bien marquée par l'interface entre les calcaires du Malm et le Valanginien schisteux (contact 1/2) qui pré-

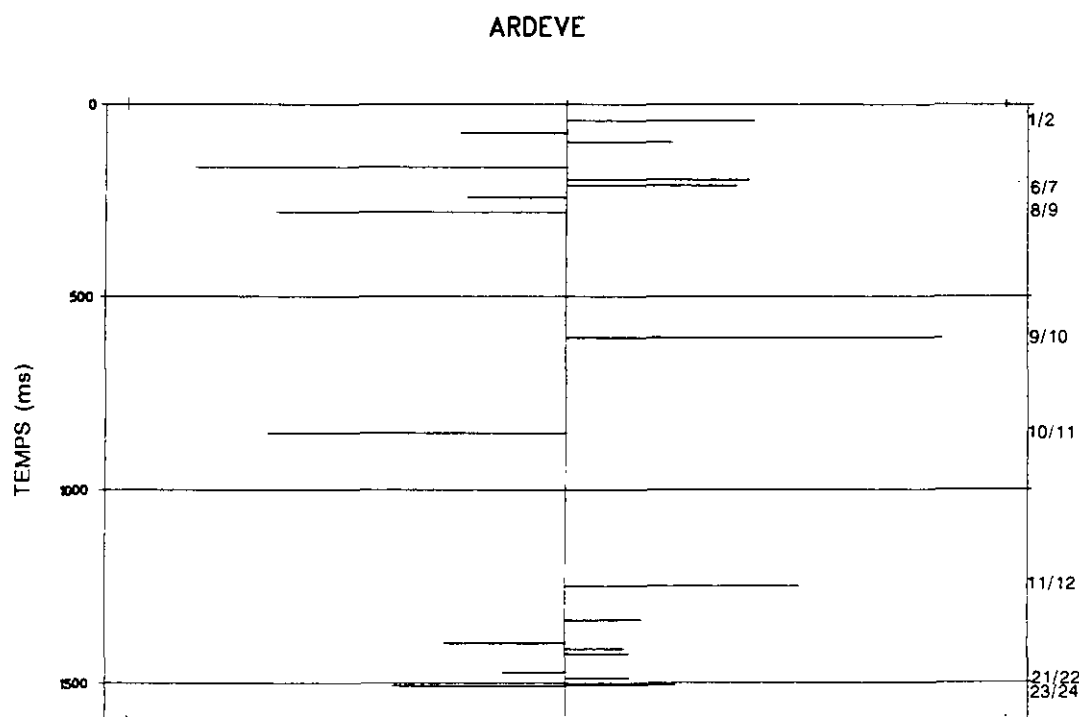


FIGURE 11.9 - Coefficients de réflexion section Ardèche

sente un fort coefficient de réflexion ainsi que la limite inférieure du Valanginien (le contact 2/3) . Le contact entre les calcaires à nummulites et le flysch dans le Tertiaire (interface 10/11) impliquerait une forte réflexion. Le sommet du Carbonifère (23/24) est délimité par un contact avec un fort coefficient de réflexion à la base du Trias mais par contre, celui qui limite le Carbonifère du socle gneissique(24/25) est très faible et cet interface ne se marquerait pas sismiquement.

Les autres contacts qui présentent des coefficients de réflexion importants sont trop proches et d'épaisseur variable le long de la section pour être, à priori, distingués. On trouve par exemple sur cette section: la série litée qui se trouve à la limite Crétacé/Tertiaire (les couches 4 à 10), cesont des bancs de 5 à 20 m d'épaisseur, qui sont constitués principalement de marnes et calcaires dont le contact génèrerait de fortes réflexions. Vers 400 ms, de nouveau, des couches de 2 à 40 m d'épaisseur formées de calcaires, marnes et dolomies du Jurassique et du Trias ont de forts coefficients de réflexion. Le contact au sein du Jurassique, entre le Dogger et le Lias, bien que les calcaires du Dogger n'aient ici que 25 m d'épaisseur. Plusieurs contacts situés entre le Lias et le sommet du Carbonifère entre les couches de dolomies et quartzites du Trias interposées, généreraient aussi des réflexions. Dans ces cas, il faudrait faire une modélisation 2D détaillée pour lever les ambiguïtés.

ARBIGNON

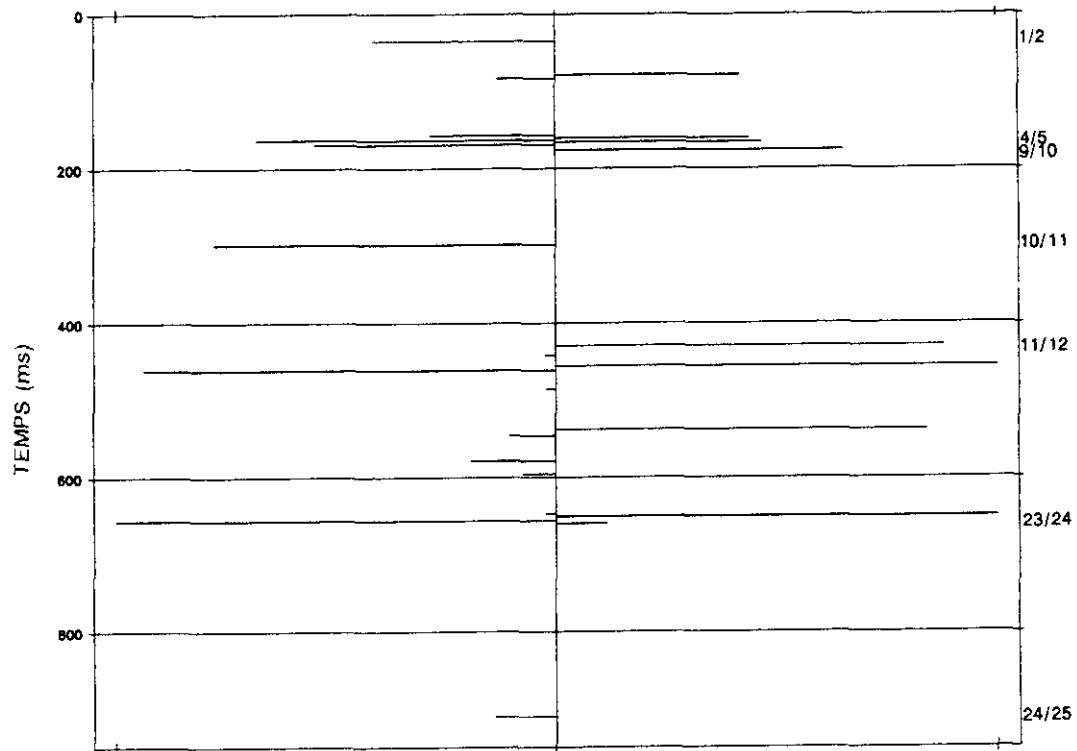


FIGURE 11.10 - Coefficients de réflexion section Arbignon

XI.4 Discussion

Sur la section sismique figure 11.4, on voit une zone réflective, jusqu'à 2s environ, qui se distingue d'une zone moins réflective en dessous. Vers le centre de la section, qui correspond à l'aplomb du Rawil, la limite entre la zone réflective et la zone non réflective est plus haute (vers 1.5s). Il se pourrait que ce changement de faciès soit dû à l'extension du synclinal permo-carbonifère des Aiguilles-Rouges, sous la ligne sismique. La modélisation de ce synclinal a montré que le pendage et les contrastes des roches du synclinal avec les gneiss du massif des Aiguilles-Rouges n'engendrent pas d'image sismique.

Nous allons nous intéresser plus particulièrement à la zone encadrée. Il apparaît dans ce cadre trois réflexions bien distinctes. Les deux premières, X et Y, quasi parallèles à 1s et 1.5s respectivement, et la troisième, Gs, avec un fort pendage vers le sud, s'étend entre 2 et 3s. Il est difficile de distinguer à priori laquelle des deux réflexions les plus profondes Y ou Gs est indicative des "near basement reflections". Une modélisation a été effectuée (Levato et al., 1994) tout d'abord dans le but de déterminer la profondeur du socle et ensuite de préciser l'interprétation des réflexions X, Y et Gs.

En plus de la modélisation, un "traitement en amplitude vraie" a été appliqué à cette portion de coupe sismique, entre le Rawil et le Rhône. Il indique que la réflexion la plus forte est Y, suivie de X, et enfin l'amplitude de Gs ne correspond qu'à 65% de Y. Cette réflexion est donc probablement dans la nappe de Morcles. En considérant les propriétés physiques, les réflexions les plus fortes seraient engendrées dans la nappe de Morcles/Doldenhorn. Nous avons vu auparavant que le flanc inverse et le flanc normal ont des pouvoirs réflectifs importants. Le contact le plus important est celui des calcaires du Malm, niveau le plus épais et le plus continu en contact avec les argilites de l'Urgonien. Le choix s'est porté sur le flanc normal car il semble qu'à l'aplomb de la section sismique, les épaisseurs dans le flanc inverse soient fortement réduites, à cause de l'étirement des structures et à la limite de la résolution sismique. Si l'on conserve l'hypothèse que la réflexion Y est dans le flanc normal de la nappe de Morcles, alors la réflexion X se situant plus haut serait engendrée dans la nappe des Diablerets, faisant intervenir de nouveau les calcaires du Malm de cette nappe. La réflexion notée Gs serait dans ce cas ou bien le flanc inverse de la nappe de Morcles, ce qui est peu probable, ou du matériel para-autochtone pris dans un pli du socle.

De l'étude des impédances acoustiques, il ressort que le contact socle-couverture n'est pas en lui-même source de réflexion importante, mais que les réflexions visibles sur la section seraient plutôt engendrées par des roches de la couverture. Toutefois ces réflexions, "near-basement reflectors" ou réflecteurs proches du socle, permettent de délimiter la limite supérieure du socle (ou la base de la couverture).

En effet les coefficients les plus forts proviennent de contacts calcaires/argilites, calcaires/grès et calcaires/dolomies. Tandis que les plus faibles de contacts grès/gneiss, granites/gneiss, que l'on rencontre dans les massifs cristallins ainsi qu'à leur limite. La forte anisotropie des argilites entraîne que lorsqu'on tient compte de la stratification, le coefficient de réflexion augmente de 0.05 à 0.2. En effet, à cet endroit, les couches sont sub-parallèles et la schistosité est parallèle à la stratification. Les niveaux qui interviennent sont les calcaires du Malm en contact avec les argilites du Jurassique inférieur et les cal-

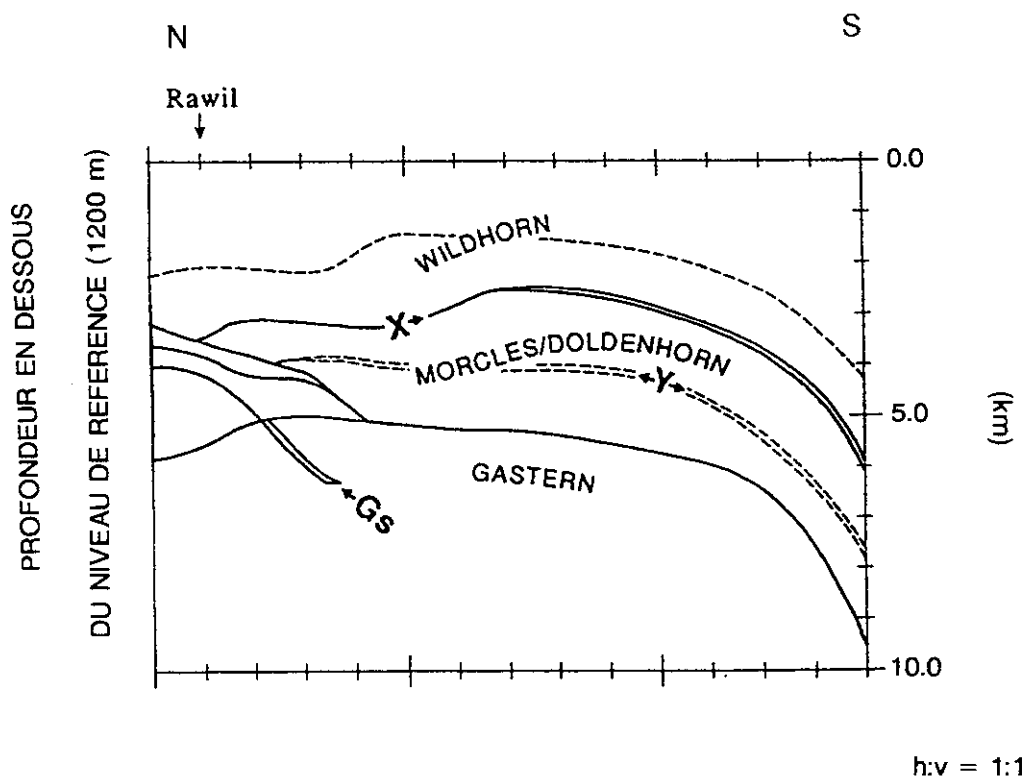


FIGURE 11.11 - Modèle de la partie sud du PNR20-W1 (d'après Levato *et al.*, 1994).

caires massifs de l'Urgonien, mais ceux-ci disparaissent à l'aplomb de la section sismique.

Sur le modèle figure 11.11, les principales unités sont indiquées en traits pleins, et en pointillés sont marqués les contacts de moindre importance du point de vue des coefficients de réflexion et qui se trouvent au sein d'une même unité tectonique. Dans le modèle discuté, les vitesses de laboratoire ne sont pas utilisées pour les conversions temps-profondeur car elles ne tiennent pas compte des effets de l'hétérogénéité de grande échelle, mais elles ont été utilisées pour définir les propriétés physiques de la modélisation. Les valeurs de vitesse à 300 MPa sont utilisées pour une estimation raisonnable. Les figures 11.12 a) et b) représentent respectivement le sismogramme synthétique et la section sismique réelle.

Cette modélisation permet de lever certaines ambiguïtés sur l'interprétation de la section sismique. Le contact socle-couverture est peu marqué, d'intensité variable, et la limite socle-couverture se marque plutôt par des réflexions proches du socle ("near basement reflections"). Les réflecteurs principaux ne se rencontrent pas entre les unités tectoniques différentes, ni entre les limites d'âge les plus importantes. Les forts réflecteurs sont générés par des calcaires massifs (principalement du Malm) entrecoupés par des couches épaisses d'argilites dont l'orientation a un effet prédominant sur l'intensité de la réflexion.

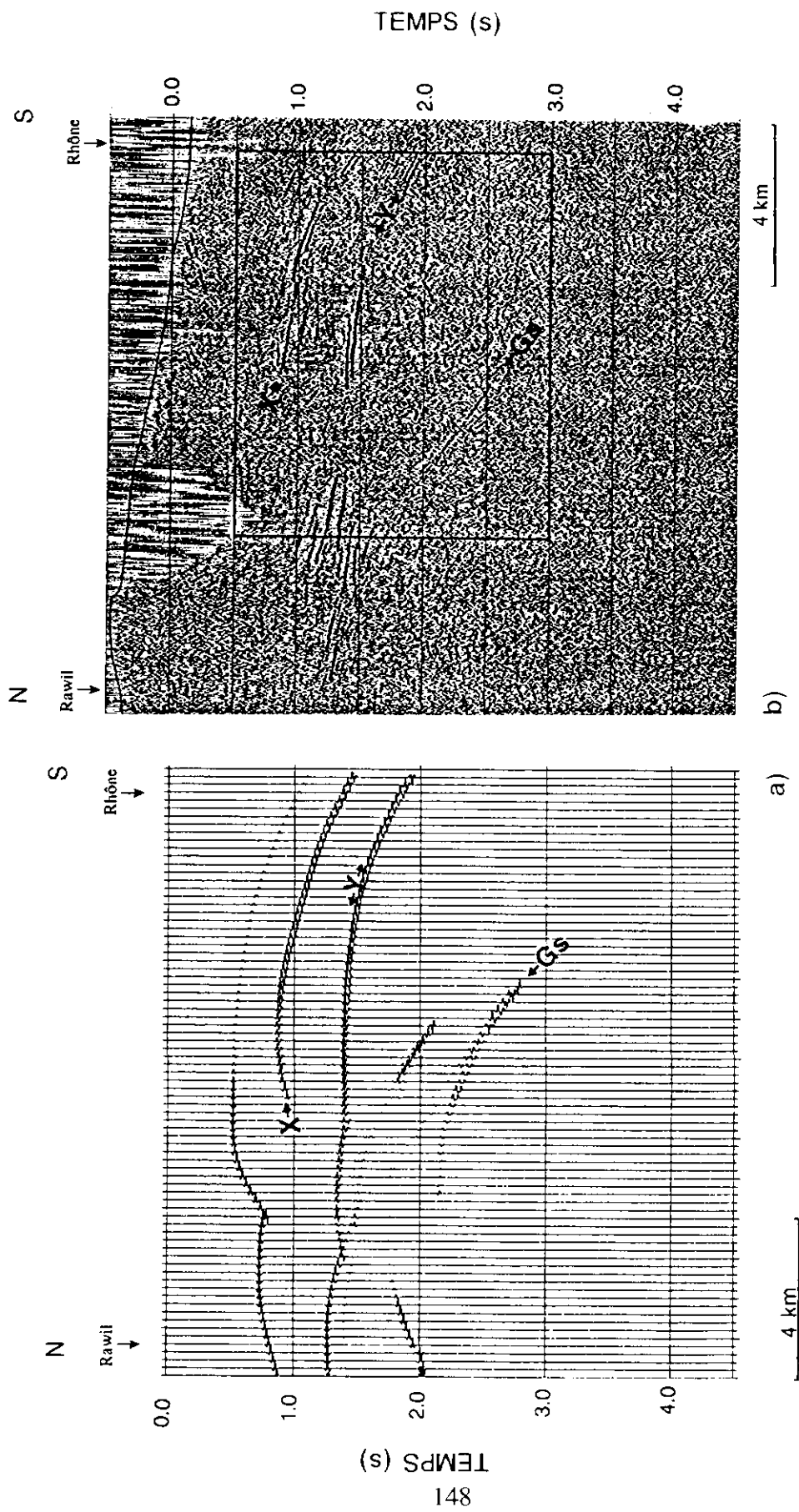


FIGURE 11.12 - a) Section sismique synthétique du modèle (FIGURE 11.10) et b) portion sud de la section sismique PNR20-W1 (d'après Levato *et al.*, 1994).

XII Conclusion

Dans la première partie de ce travail, il a été élaboré une base de données de propriétés physiques, masses volumiques et vitesses d'onde de compression de diverses roches caractéristiques des Alpes suisses. Les masses volumiques brutes et de matrices sont mesurées aux conditions ambiantes de température et de pression, et les vitesses le sont à différentes pressions croissant jusqu'à 400 MPa (4 kbar). Les mesures ont une précision au moins égale à 1% et supérieure à la reproductibilité des résultats. Ceux-ci sont reproductibles dans le temps pour les échantillons non compressibles. De même, la mesure de plusieurs carottes du même échantillon (dans la même direction) ou d'échantillons similaires provenant du même lieu donne des résultats identiques.

Masses volumiques

Les roches étudiées ont un degré de métamorphisme plus ou moins prononcé et ont la particularité d'être très peu poreuses. Elles présentent des porosités inférieures à 2% pour la majorité des lithologies à l'exception du gypse et des argilites et donc, les masses volumiques dépendent très fortement de la composition minéralogique. Les masses volumiques de matrice sont de $2.65 \cdot 10^3 \text{ kg/m}^3$ en moyenne pour les granitoïdes, $2.66 \cdot 10^3 \text{ kg/m}^3$ pour les grès, et $2.69 \cdot 10^3 \text{ kg/m}^3$ pour les calcaires. Les gneiss sont assez variables avec une moyenne de $2.70 \cdot 10^3 \text{ kg/m}^3$, les dolomies ont une masse volumique de $2.83 \cdot 10^3 \text{ kg/m}^3$. Parmi les roches basiques, les serpentinites ont les masses volumiques les plus basses avec $2.80 \cdot 10^3 \text{ kg/m}^3$. Les amphibolites et prasinites ont une moyenne de $2.98 \cdot 10^3 \text{ kg/m}^3$, et les métagabbros sont supérieurs à $3.1 \cdot 10^3 \text{ kg/m}^3$.

Vitesses d'onde de compression

La vitesse croît avec la pression. L'augmentation est d'abord rapide, puis elle se stabilise à une vitesse "terminale". Cette augmentation est due, à basse pression, principalement à la fermeture des pores et fissures, et à haute pression elle dépend surtout des propriétés intrinsèques des cristaux.

Les variations de vitesses suivant les différentes lithologies dépendent de façon moins directe des minéraux qui constituent les roches, la structure étant également très importante. Au delà d'une pression de 100 MPa, la variation de vitesse avec la pression est faible et quasi-linéaire. La vitesse ne dépend alors presque plus des pores et fissures mais essentiellement de la structure lithologique.

Les valeurs de vitesses moyennes de notre échantillonnage s'étalent de 4.5 km/s pour le gypse, entre 6 et 6.2 km/s pour les argilites. Les valeurs des grès, sont légèrement supérieures, autour de 6.18 km/s pour les gneiss. Les granitoïdes sont variables avec 6.38 km/s de moyenne, mais le granite du massif de l'Aar présente une valeur spécialement élevée. Les calcaires ont une vitesse moyenne de 6.45 km/s et elle est de 7.05 km/s pour les dolomies. Prasinite et amphibolite varient entre 6.6 et 6.78 km/s, les serpentinites ont une moyenne de 6.8 km/s et le métagabbro éclogitique atteint une vitesse de 8 km/s.

Anisotropie de vitesse

La mesure des vitesses dans trois directions perpendiculaires a permis d'observer une anisotropie de vitesse (%), définie comme:

$$A_t = \frac{V_{max} - V_{min}}{V_{moy}} \cdot 100$$

où V_{moy} est la moyenne arithmétique des vitesses dans les trois directions. Pour décrire et quantifier le comportement, nous avons défini les valeurs de la foliation d'anisotropie de vitesse (A_f) et de la linéation d'anisotropie de vitesse (A_l) comme suit:

$$A_f = \frac{V_{int} - V_{min}}{V_{moy}} \cdot 100$$

et
$$A_l = \frac{V_{max} - V_{int}}{V_{moy}} \cdot 100, \quad V_{int} \text{ étant la vitesse intermédiaire.}$$

Les anisotropies de vitesse ont été distinguées en trois cas: (a) planaire, avec une vitesse lente et deux vitesses rapides, (b) triaxiale, où les trois vitesses sont très différentes, (c) linéaire, caractérisée par une vitesse rapide et deux lentes.

L'anisotropie est d'autant plus forte que la roche est monominérale, bien cristallisée et montre une orientation préférentielle des minéraux. Les minéraux très anisotropes induisent une anisotropie dont l'intensité et la forme dépendent de leur quantité et de leur orientation. Les minéraux étudiés qui induisent de l'anisotropie sont principalement les micas, les amphiboles, les pyroxènes, les serpentines, la calcite et la dolomite dans une moindre mesure; pour le quartz et les feldspaths elle est faible donc négligeable au niveau de la roche.

Les roches qui présentent une forte anisotropie de vitesses sont les argilites avec forte anisotropie "planaire", ainsi que les schistes. Pour les serpentinites, l'anisotropie est forte et quasiment indépendante de la pression. Les amphibolites ont un type d'anisotropie qui se présente soit comme une linéation, soit comme une foliation. Les gneiss ont une anisotropie de vitesse très variable. L'anisotropie des roches carbonatées est également variable, mais faible, et se marque plutôt sur les marbres.

Vitesses en fonction de la pression

Un formalisme mathématique décrivant de façon satisfaisante le comportement de la vitesse avec l'augmentation de pression a été appliqué à l'échantillonnage de roches. Les coefficients de l'équation

$$V(P) = a + bP - ce^{-dP}$$

ont pu être reliés à la fermeture des pores sous l'action de la pression, et ont permis également de caractériser différents groupes de roches.

Application aux profils sismiques

Les vitesses sismiques diminuent avec l'augmentation de l'échelle d'observation et donc les valeurs de laboratoire sont en général supérieures aux vitesses mesurées *in situ*, et en particulier inférieures aux vitesses déterminées par la réfraction, mais elles sont toutefois

conséquentes avec les valeurs obtenues par la sismique réfraction dans les Alpes. Lorsqu'on cherche à projeter les mesures de vitesses en profondeur, il faut garder en mémoire que le comportement de fermeture des pores et surtout des fissures est difficilement appréciable.

Les roches prises en compte dans notre recherche sont de faible porosité. Bien que l'on s'intéresse à des profondeurs allant jusqu'à environ 12 km, nous n'avons pas tenu compte des causes extrinsèques de variations de vitesses, hormis la pression, leurs effets étant mineurs. En l'absence de gradient de température exceptionnel ou présence de zone fissurée contenant des fluides, nous avons vu que l'on peut de façon fiable, utiliser les valeurs des mesures de vitesses et de masses volumiques obtenues en laboratoire, à l'interprétation des réflecteurs entre 3 et 12 km (environ de 1 à 4s sur les sections non migrées).

Les sections sismiques ont été examinées sous l'hypothèse que les structures géologiques se projettent en profondeur sous les profils sismiques, et que ce sont les contacts lithologiques de propriétés acoustiques contrastées qui induisent des réflexions. Par contre les autres causes de variation d'impédance acoustique, comme une zone de fracture ou une zone de fluide ne pouvant être appréciées, ne sont pas prises en considération dans cette approche.

Impédances acoustiques

Les profils sismiques ont été étudiés en relevant les impédances acoustiques des principales lithologies rencontrées le long des profils alpins. Elles varient (en $10^6 \text{ kg/m}^2\text{s}$) de: 12-14 pour les argilites (qui ont une très forte anisotropie de vitesse); 15-17 pour les gneiss, granites, grès; 17-18 pour les calcaires; 19-21 pour les dolomies, amphibolites et serpentinites; plus de 22 (/27) pour les métagabbros.

Pour l'étude des réflecteurs, les contrastes d'impédances acoustiques qui donnaient, à incidence normale, des coefficients de réflexion au minimum de 5% ont été considérés. Cela correspond à des contrastes d'impédance acoustique d'au moins $2 \cdot 10^6 \text{ kg/m}^2\text{s}$.

Réflecteurs potentiels

Pour chaque profil, les hypothèses des modèles géologiques ont été comparées avec les résultats obtenus en se basant sur les sections sismiques. Bien que notre échantillonnage soit important, il n'est pas exclu que certaines lithologies ne soient pas représentées, et, en particulier il n'est pas possible de représenter les zones de failles. De l'étude de l'anisotropie, il apparaît que les zones de mylonites n'ont pas de variation de vitesses suffisantes pour engendrer de bons réflecteurs et que ce sont les contrastes lithologiques et/ou magmatiques qui provoqueraient les forts réflecteurs. Dans l'environnement alpin avec de forts pendages, la variation de l'angle d'incidence combinée à l'anisotropie de vitesse provoque une variation de l'image sismique.

Sur le profil Est, une étude détaillée et une modélisation ont confirmé que les zones de cisaillement ne semblent pas provoquer de réflecteurs marqués. Le front des nappes est transparent sismiquement. Les zones qui séparent les nappes de Tambo et Adula (Misox), ainsi que celles d'Aul et Adula ont été identifiées comme des réflecteurs majeurs, en particulier les contacts marbres (et surtout marbre dolomitique) avec les gneiss. Les marbres, suivant qu'ils sont calcaires ou dolomitiques, ont des impédances acoustiques variables, ce qui peut expliquer les variations d'intensité le long des réflexions. Nous avons vu aussi

un exemple de contact potentiellement réflectif au sein d'une nappe comme, dans la nappe de Suretta, le contact entre le gneiss mylonitique et le porphyre. Au front de Suretta, on a aussi un niveau de carbonates (du Trias), épais de 30 à 200 m, qui se prolonge parallèlement à la base de la nappe sur plusieurs kilomètres, et qui pourrait générer des réflexions au contact avec les gneiss sus-jacents et avec les porphyres sous-jacents.

Les roches étudiées le long des profils PNR-W3 et W4 montrent des anisotropies de vitesse très variables. En tenant compte de l'anisotropie d'une serpentinite, qui atteint 20%, en contact avec un métagabbro, quasi-isotrope, le coefficient de réflexion peut varier considérablement et, dans le cas extrême, atteindre 0.22. Sur ces profils, le pendage des couches est important et variable. De telles variations en particulier les réflexions émanant de couches pentées peuvent contribuer à changer l'image sismique.

Sur le profil PNR-W1, la modélisation a permis de lever certaines ambiguïtés sur la profondeur du socle et sur la nature des forts réflecteurs. Le contact socle-couverture est peu marqué, d'intensité variable, et la limite socle-couverture se marque plutôt par des réflexions proches du socle ("near basement reflections"). Les réflecteurs principaux ne se rencontrent pas entre les unités tectoniques différentes, ni entre les limites d'âge les plus importantes, mais sont générés par des calcaires massifs (principalement du Malm) entrecoupés par des couches épaisses d'argilites dont l'orientation a un effet prédominant sur l'intensité de la réflexion.

Caractéristiques générales

La réflectivité est différente entre le Pennique et l'Helvétique:

Dans le Pennique, les roches présentent une gamme d'impédances acoustiques très large à cause de la présence de roches de la séquence ophiolitique, et ceci induit des contacts avec de forts coefficients de réflexion.

Dans l'Helvétique, les contacts entre les argilites et les autres lithologies donnent de fortes réflexions, si le pendage des couches est sub-parallèle, et en tenant compte de la forte anisotropie de vitesse. Par endroits, des couches d'évaporites engendrent de fortes réflexions, mais leur distribution est variable et à la limite de la détection.

Les contacts entre gneiss et dolomie sont de bons réflecteurs. Dans le Pennique, ils se rencontrent fréquemment à la limite entre les nappes, et à fortiori, par endroit, à l'interface socle-couverture. Dans l'Helvétique par contre, le contact socle/couverture n'est pas marqué directement par cette limite elle-même, mais plutôt par la série réflective des lithologies sus-jacentes.

Dans tous les cas, des réflexions, au sein d'une même nappe ou même unité ont pu être mises en évidence, elle ne doivent pas être négligées lors de l'interprétation sismique. Dans le Pennique, celles-ci sont présentes, par exemple, dans la nappe de Suretta et dans la zone de Zermatt-Saas Fee. Dans l'Helvétique, sur W1, les réflecteurs les plus marqués se trouvent dans la nappe de Morcles, à la limite entre les calcaires du Lias, au coeur de la nappe, et les argilites du Bajocien qui les entourent.

Ces nouvelles données des propriétés physiques des roches de la croûte alpine apportent des éléments irremplaçables pour l'interprétation des zones de réflexion sur les profils sismiques. Elles ont pu être mises à profit dans plusieurs études et contribuent à la quête de la représentation du soubassement géologique des Alpes.

Bibliographie

- Anderson, O.L. and Liebermann, R.C. (1968). - Sound velocities in rocks and minerals: experimental methods, extrapolations to very high pressures, and results. - *In*: Mason, W.P. (Eds) - Physical acoustics: principles and methods. New York, Academic Press, **IV**, 330-466.
- Ansorge, J., Blundell, D. and Müller, S. (1992). - Europe's lithosphere - seismic structure. - *In*: Blundell, D., Freeman, R. and Müller, S. (Eds) - A continent revealed: the European Geotraverse. Cambridge University Press, 33-69.
- Badoux, H. (1971). - Atlas géologique de la Suisse 1:25000. - 1305 Dt de Morcles. Notice explicative. - Commission Géologique Suisse
- Banik, N.C. (1984). - Velocity anisotropy of shales and depth estimation in the North Sea basin. - *Geophysics*, **49**, 1411-1419.
- Barblan, F. (1990). - Paramètres physiques expérimentaux de roches de la croûte continentale intermédiaire à profonde. - Thèse no 2408, Université de Genève, 359p.
- Barruol, G., Mainprice, D., Kern, H., de Saint Blanquat, M. and Compère, P. (1992). - 3D seismic study of a ductile shear zone from laboratory and petrofabric data (Saint Barthélémy Massif, Northern Pyrénées, France). - *Terra Nova*, **4**, 63-76.
- Birch, F. (1960). - The velocity of compressional waves in rocks to 10 kilobars, Part 1. - *J. Geophys. Res.*, **65**, 1083-1102.
- Birch, F. (1961). - The velocity of compressional waves in rocks to 10 kilobars, Part 2. - *J. Geophys. Res.*, **66**, (7), 2199-2224.
- Blundell, D., Freeman, R. and Müller, S. (1993). - A continent revealed: the European geotraverse. - Cambridge, Cambridge University Press, 275 p.
- Bois, C. and ECORS. (1991). - Post-orogenic evolution of the European crust - studied from ECORS deep seismic profiles. - *In*: Meissner, R., Brown, L., Dürbaum, H.-J., Franke, W., Fuchs, K. and Seifert, F. (Eds.). - Continental Lithosphere: Deep Seismic Reflections. - *AGU Geodynamic Series*, **22**, 59-68.
- Bourbié, T., Coussy, O. and Zinsner, B. (1986). - Acoustique des milieux poreux. - Paris, Technip, 327 p.
- Brocher, T.M., Christensen, N.I. (1991). - Comment and Reply on " Seismic anisotropy due to preferred mineral orientation observed in shallow crustal rocks in southern Alaska". Reply. - *Geology*, **19**, 859-860.
- Brown, L., Barazangi, M., Kaufman, S. and Oliver, J. (1986). - The first decade of COCORP: 1974-1984. - *In*: Barazangi, M. and Brown, L. (Eds.). - Reflection seismology: a global perspective. - *AGU Geodynamic Series*, **13**, 107-120.
- Burke, M.M. and Fountain, D.M. (1990). - Seismic properties of rocks from an exposure of extended continental crust - new laboratory measurements from the Ivrea Zone. - *Tectonophysics*, **182**, 119-146.
- Burkhardt, H., Keller, F. and Sommer, J. (1982). - Compressional and shear wave velocities in metamorphic rocks under high pressures and temperatures. - *In*: Schreyer, W. (Eds) - High-pressure researches in geoscience. Stuttgart, E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, 47-65.
- Christensen, N.I. (1972). - The abundance of serpentinites in the oceanic crust. - *Journal of Geology*, **80**, 709-719.

- Christensen, N.I. (1979). - Compressional wave velocities in rocks at high temperatures and pressures, critical thermal gradients and crustal low-velocity zones. - *J. Geophys. Res.*, **84**, (B12), 6849-6857.
- Christensen, N.I. (1982). - Seismic velocities. - In: Carmichael, R.S. (Eds.) - Handbook of physical properties of rocks. - Boca Raton, Florida, CRC Press Inc., **II**, 1-228.
- Christensen, N.I. (1984). - The magnitude, symmetry and origin of upper mantle anisotropy based on fabric analysis of ultramafic tectonites. - *Geophys. J.R. astr. Soc.*, **76**, (1), 89-111.
- Christensen, N.I. (1989). - Pore pressure, seismic velocities, and crustal structure. - In: Pakiser, L.C. and Mooney, W.D. (Eds.) - Geophysical framework of the continental United States. Boulder, Colorado, Geological Society of America, **172**, 783-798.
- Christensen, N.I. and Salisbury, M.H. (1979). - Seismic anisotropy in the oceanic upper mantle: evidence from the Bay of Islands ophiolite complex. - *J. Geophys. Res.*, **84**, (B9), 4601-4610.
- Christensen, N.I. and Szymanski, D.L. (1988). - Origin of reflections from the Brevard Fault Zone. - *J. Geophys. Res.*, **93**, (B2), 277-289.
- Christensen, N.I. and Szymanski, D.L. (1991). - Seismic properties and the origin of reflectivity from a classic Paleozoic sedimentary sequence, Valley Ridge province, southern Appalachians. - *Geol. Soc. Am. Bull.*, **103**, 277-289.
- Chroston, P.N. and Max, M.D. (1988). - Seismic anisotropy in mylonites: an example from the Mannin Thrust zone southwest Connemara, Ireland. - *Tectonophysics*, **148**, 29-39.
- Clowes, R.M. (1992). - Variations in continental crustal structure in Canada from LITHOPROBE seismic reflection and other data. - In: Green, A.G., Kröner, A., Götze, H.J. and Pavlenkova, N. (Eds.). - Plate tectonic signatures in the continental lithosphere. - *Tectonophysics*, **219**, 1-27.
- Coward, M. and Dietrich, D. (1989). - Alpine Tectonics - an overview. - In: Coward, M.P., Dietrich, D. and Park, R.G. (Eds.). - Alpine Tectonics. - *Geol. Soc. Spec. Publ.*, **45**, 1-29.
- Crampin, S. (1977). - A review of the effects of anisotropic layering on the propagation of seismic waves. - *Geophys. J.R. astr. Soc.*, **49**, (1), 9-27.
- Crampin, S. (1984). - Effective anisotropic elastic constants for wave propagation through cracked solids. - *Geophys. J.R. astr. Soc.*, **76**, (1), 135-145.
- Crampin, S. (1991). - Comment and Reply on "Seismic anisotropy due to preferred mineral orientation observed in shallow crustal rocks of southern Alaska". Comment. - *Geology*, **19**, 859.
- Dandekar, D.P. (1968). - Pressure Dependence of the Elastic Constants of Calcite. - *Physical Review*, **172**, (3), 873-877.
- Deresiewicz, H. (1958). - A review of some recent studies of the mechanical behavior of granular media. - *Appl. Mech. Rev.*, **11**, 259-261.
- Deville, E., Fudral, S., Lagabrielle, Y., Marthaler, M. and Sartori, M. (1992). - From oceanic closure to continental collision: a synthesis of the "schistes lustrés" metamorphic complex of the Western Alps. - *Geol. Soc. Am. Bull.*, **104**, 127-139.
- Dix, C.H. (1955). - Seismic velocities from surface measurements. - *Geophysics*, **20**, 68-86.
- Domenico, S.N. (1977). - Effect of gas-brine mixture on velocity in an unconsolidated sand reservoir. - *Geophysics*, **41**, 882-894.
- Du Bois, L., Levato, L., Besnard, J., Escher, A., Marchant, R., Olivier, R., Ouwehand, M., Sellami, S., Steck, A. and Wagner, J.-J. (1990b). - Pseudo-3D study using crooked line processing from the Swiss Alpine western profile - Line 2 (Val d'Anniviers-Valais). - In: Leven, J.H., Finlayson, D.M., Wright, C., Dooley, J.C. and Kennett, B.L.N. (Eds.). - Seismic Probing of Continents and

- their Margins. - *Tectonophysics*, **173**, 31-42.
- Du Bois, L., Levato, L., Besnard, J., Marchant, R., Olivier, R., Ouwehand, M., Sellami, S. and Wagner, J.-J. (1990a). - Aspects particuliers du traitement sismique des profils alpins suisses du PNR-20. - In: Roure, F., Heitzmann, P. and Polino, R. (Eds.). - Deep Structure of the Alps. - *Mém. Soc. géol. Fr.*, **156**, 47-54.
- Duffy, J. and Mindlin, R.D. (1957). - Stress-strain relations and vibrations of granular medium. - *J. Appl. Mech.*, **24**, 585-593.
- Dürbaum, H.-J., Reichert, C. and Bram, K. (1989). - DEKORP report. 90-6b. - In: (Eds) - Deutsches Kontinentales Tiefbohrprogramm der Bundesrepublik Deutschland im Niedersächsischen Landesamt für Bodenforschung. Integrated seismics Oberpfalz 1989. Longterm logging and testing programme of the KTB-Oberpfalz VB. Gehrden, Wittmann und Wäsch, 1-211.
- Escher, A. (1988). - Structure de la nappe du Grand Saint-Bernard entre le val de Bagnes et les Mischabel. - *Rapp. géol. Serv. hydrol. et géol. natl.*, **7**, 1-26.
- Escher, A., Masson, H. and Steck, A. (1988). - Coupe Géologique des Alpes occidentales suisses. - *Rapp. géol. Serv. hydrol. et géol. natl.*, **2**, 1-11.
- Escher, A., Masson, H. and Steck, A. (1993). - Nappe geometry in Western Swiss Alps. - *J. Struct. Geol.*, **37**,.
- Escher, A. and Sartori, M. (1991). - The geology of Zermatt-Gornergratt area. - *NFP20/PNR20 Bulletin*, **9**, 5-11.
- Ewing, W.M., Jardetzky, W.S. and Press, F. (1957). - Elastic waves in layered media. - New York, McGraw-Hill,.
- Fakhimi, M. (1976). - Interpretation seismischer Krustenmessungen aufgrund des Geschwindigkeitsverhaltens charakteristischer Gesteine bei Hochdruck und Hochtemperaturversuchen am Beispiel von Ivrea. - Thèse, Kiel Universität, 175p.
- Fertl, W.H. (1976). - Abnormal formation pressures. - Amsterdam, Elsevier, 382 p.
- Fountain, D.M. (1976). - The Ivrea-Verbano and Strona-Ceneri zones, Italy: a cross-section of the continental crust - new evidence from seismic velocities of rock samples. - *Tectonophysics*, **33**, 145-165.
- Fountain, D.M. and Christensen, N.I. (1989). - Composition of the continental crust and upper mantle; A review. - In: Pakiser, L.C. and Mooney, W.D. (Eds) - Geophysical framework of the continental United States. Boulder, Colorado, Geological Society of America, **172**, 711-742.
- Fountain, D.M., McDonough, D.T. and Gorham, J.M. (1987). - Seismic reflection models of the continental crust based on metamorphic terrains. - *Geophys. J.R. astr. Soc.*, **89**, (1), 61-65.
- Frei, W., Heitzmann, P. and Lehner, P. (1990). - Swiss NFP-20 research program of deep structure of the Alps. - In: Roure, F., Heitzmann, P. and Polino, R. (Eds.). - Deep Structure of the Alps. - *Mém. Soc. géol. Fr.*, **156**, 29-45.
- Frei, W., Heitzmann, P., Lehner, P., Müller, S., Olivier, R., Pfiffner, A., Steck, A. and Valasek, P. (1989). - Geotraverse across the Swiss Alps. - *Nature*, **340**, 544-548.
- Freund, D. (1992). - Ultrasonic compressional and shear velocities in dry clastic rocks as a function of porosity, clay content, and confining pressure. - *Geophys. J. Int.*, **108**, 125-135.
- Gassmann, F. (1951). - Ueber die Elastizität poröser Medien. - *Naturf. ges. Zürich, Vierteljahresschrift*, **96**, 1-23.
- Green, A., Milkereit, B., Percival, J., Davidson, A., Parrish, R., Cook, F., Geis, W., Cannon, W., Hutchinson, D., West, G. and Clowes, R. (1990). - Origin of deep crustal reflections: seismic

- profiling across high-grade metamorphic terranes in Canada. - In: Leven, J.H., Finlayson, D.M., Wright, C., Dooley, J.C. and Kennett, B.L.N. (Eds.). - Seismic Probing of Continents and their Margins. - *Tectonophysics*, **173**, 627-638.
- Gregory, A.R. (1977). - Aspects of rock physics from laboratory and log data that are important to seismic interpretation. - *Geophysics*, **42**, 15-46.
- Hudson, J.A. (1981). - Wave speeds and attenuation of elastic waves in material containing cracks. - *Geophys. J. R. astr. Soc.*, **92**, 33-37.
- Hughes, D.S. and Maurette, C. (1956). - Variation of elastic wave velocities in granites with pressure and temperature. - *Geophysics*, **21**, 277-284.
- Hurich, C.A. and Smithson, S.B. (1987). - Compositional variation and the origin of deep crustal reflections. - *Earth Planet. Sci. Letts.*, **85**, 416-426.
- Jones, T. and Nur, A. (1982). - Seismic velocity and anisotropy in mylonites and the reflectivity of deep crustal fault zones. - *Geology*, **10**, 260-263.
- Jones, T.D. (1983). - Wave propagation in porous rock and models for crustal structure. - Thèse, Stanford University.
- Jones, T.D. (1985). - Nature of seismic reflections from the crystalline basement: COCORP Wind River Line, Wyoming. - *J. Geophys. Res.*, **90**, (B8), 6783-6791.
- Kern (1985). - Elastic wave velocities in rocks from a lower crustal section in southern Calabria (Italy). - *Phys. Earth and Planet. Int.*, **40**, 147-160.
- Kern, H. (1982). - P- and S-wave velocities in crustal and mantle rocks under simultaneous action of high confining pressures and high temperature and the effect of the rock microstructure. - In: Schreyer, W. (Eds.). - High pressure researches in geosciences. - Stuttgart, Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, 15-45.
- Kern, H. and Fakhimi, M. (1975). - Effect of fabric anisotropy on compressional-wave propagation in various metamorphic rocks for the range 20-700 C at 2 kbars. - *Tectonophysics*, **28**, 227-244.
- Kern, H. and Schenk, V. (1988). - A model of velocity structure beneath Calabria, southern Italy, based on laboratory data. - *Earth Planet. Sci. Letts*, **87**, 325-337.
- King, M.S. (1965). - Wave velocity in rocks as a function of changes in overburden pressure and pore fluid saturants. - *Geophysics*, **31**, 50-73.
- Kobranova, V.N. (1989). - Petrophysics. - Moscow, Mir Publishers, 375 p.
- Laubscher, H.P. (1948). - Material balance in Alpine orogeny. - *Geol. Soc. Am. Bull.*, **100**, 1313-1328.
- Lavergne, M. (1986). - Méthodes sismiques. - Paris, Technip, 207 p.
- Levato, L., Pruniaux, B., Burri, M., Escher, A., Olivier, R., Sellami, S. and Wagner, J.-J. (1993). - Processing and preliminary results of NFP20/PNR20 western seismic reflection profiles. - In: Green, A.G., Kröner, A., Götze, H.-J. and Plavenkova, N. (Eds) - Plate Tectonic Signatures in the Continental Lithosphere. *Tectonophysics*, **219**, 93-107.
- Levato, L., Sellami, S., Epard, J.-L., Pruniaux, B., Olivier, R., Wagner, J.-J. and Masson, H. (1994). - The cover-basement contact beneath the Rawil axial depression (western Alps): true amplitude seismic processing, petrophysical properties, and modelling. - *Tectonophysics*, (sous presse).
- Litak, R.K., Marchant, R.H., Brown, L.D., Pfiffner, O.A. and Hauser, E.C. (1991). - Correlating of crustal reflections with geologic outcrops: seismic modeling results from the southwestern USA and the Swiss Alps. - In: Meissner, R., Brown, L., Dürrbaum, H.-J., Franke, W., Fuchs, K. and Seifert, F. (Eds.). - Continental Lithosphere: Deep Seismic Reflections. - *AGU Geodynamic Series*, **22**, 399-405.

- Litak, R.K., Marchant, R.H., Brown, L.D., Pfiffner, O.A., Sellami, S., Levato, L., Wagner, J.-J. and Olivier, R. (sous presse). - Crustal structure of the Swiss Alps from 3-D seismic modeling. Part II: Penninic Nappes. - *Tectonics*,
- Lo, T., Coyner, K.B. and Toksöz, M.N. (1985). - Experimental determination of elastic anisotropy of Berea sandstone, Chicopee shale, and Chelmsford granite. - *Geophysics*, **51**, 164-171.
- Lucet, N. (1989). - Vitesse et atténuation des ondes élastiques soniques et ultrasoniques dans les roches sous pression de confinement. - Thèse, Université de Paris VI.
- Lüschen, E., Nicolich, R., Cerbonori, L., Fuchs, K., Kern, H., Kruhl, J.H., Persoglia, S., Romanelli, M., Schenk, V., Siegesmund, S. and Tortorici, L. (1992). - A seismic reflection-refraction experiment across the exposed lower crust in Calabria (southern Italy): first results. - *Terra Nova*, **4**, 77-86.
- Mainprice, D., Casey, M. and Schmid, S. (1990). - The seismic properties of Alpine calcite and quartz mylonites determined from the orientation distribution function. - In: Roure, F., Heitzmann, P. and Polino, R. (Eds.). - Deep structure of the Alps. - *Mém. Soc. Géol. Fr.*, **156**, 85-95.
- Mancktelow, N. (1990). - The Simplon Fault Zone. - *Beitr. z. geol. Karte d. Schweiz*, **163**, 1-74.
- Marchant, R., Steck, A., Escher, A., Nicolas, A., Levato, L., Masson, H., Olivier, R., Stampfli, G. and Wagner, J.-J. (1993). - An interpretation of the deep seismic lines from the Penninic Alps of Valais (Switzerland). - *Bull. Soc. géol. France*, **164**, 395-414.
- Mason, W.P. and McSkimin, H.J. (1947). - Attenuation and scattering of high frequency sound waves in metals and glasses. - *J. Acoust. Soc. Am.*, **19**, 464-473.
- Masson, H., Herb, R. and Steck, A. (1980). - Helvetic Alps of Western Switzerland. - In: Trümpy, R. (Eds) - Geology of Switzerland. Part B: Geological Excursions. Basel, New York, Wepf & Co., 109-120.
- Matthews, D.H. and Cheadle, M.J. (1986). - Deep reflections from Caledonides and Variscan West of Britain and comparison with the Himalayas. - In: Barazangui, M. and Brown, L. (Eds.). - Reflection seismology: a global perspective. - *AGU Geodynamics Series*, **13**, 5-19.
- Meissner, R. and DEKORP. (1991). - The DEKORP surveys: major results in tectonic and reflective styles. - In: Meissner, R., Brown, L., Dürrbaum, H.-J., Franke, W., Fuchs, K. and Seifert, F. (Eds.). - Continental Lithosphere: Deep Seismic Reflections. - *AGU Geodynamic Series*, **22**, 185-193.
- Meissner, R. and Fakhimi, M. (1977). - Seismic anisotropy as measured under high-pressure, high-temperature conditions. - *Geophys. J.R. astr. Soc.*, **49**, (1), 133-143.
- Moos, D. (1984). - A case study of vertical seismic profiling in fractured crystalline rock. - *Advances in geophysical data processing*, **1**, 9-37.
- Nicolas, A., Polino, R., Hirn, A. and Nicolich, R. (1990). - ECORS-CROP traverse and deep structure of the western Alps: a synthesis. - In: Roure, F., Heitzmann, P. and Polino, R. (Eds) - Deep Structure of the Alps. *Mém. Soc. Géol. Fr.*, **156**, 15-27.
- Nur, A. (1982). - Processes in rocks with fluids at elevated pressure and temperature. - In: Schreyer, W. (Eds) - High-pressure researches in geoscience. Stuttgart, E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, 67-83.
- Nur, A. (1987). - Seismic rock properties for reservoir descriptions and monitoring. - In: Nolet, G. (Eds) - Seismic tomography (with applications in global seismology and exploration geophysics). - Dordrecht, D. Reidel Publishing Company, 203-237.
- Nur, A. and Simmons, G. (1969a). - The effect of saturation on velocity in low porosity rocks. - *Earth Planet. Sci. Letts.*, **7**, 183-193.

- Nur, A. and Simmons, G. (1969b). - Stress-induced velocity anisotropy in rock: an experimental study. - *J. Geophys. Res.*, **74**, 6667-6674.
- Okaya, N. (1993). - Zweidimensionale thermo-kinematische Modellberechnungen zu Problemen der Kontinent-Kontinent-Kollisionstektonik am Beispiel der schweizer Alpen (EGT). - Thèse no 10245, Ecole Polytechnique Fédérale de Zurich, 143p.
- Pavlenkova, N.I. (1992). - The Kola superdeep drillhole and the nature of seismic boundaries. - *Terra Nova*, **4**, 117-123.
- Peacock, S. and Hudson, J.A. (1990). - Seismic properties of rocks with distributions of small cracks. - *Geophys. J. Int.*, **102**, 471-484.
- Pelet, R. (1990). - Habitat of deep petroleum. - In: Pinet, B. and Bois, C. (Eds) - The potential of deep seismic profiling for hydrocarbon exploration. Paris, Technip, 1-474.
- Pfiffner, O.A., Frei, W., Finckh, P. and Valasek, P. (1988). - Deep seismic reflection profiling in the Swiss Alps: explosion seismology results for line NFP-20 East. - *Geology*, **16**, 987-990.
- Pfiffner, O.A., Frei, W., Valasek, P., Stäubli, M., Levato, L., du Bois, L., Schmid, S.M. and Smithson, S. (1990b). - Crustal shortening in the Alpine orogen: results from deep seismic reflection profiling in the Swiss Alps. - In: (Eds.). - Tectonics. - **9**, 1327-1355.
- Pfiffner, O.A., Klaper, E.M., Mayerat, A.-M. and Heitzmann, P. (1990a). - Structure of the basement-cover contact in the Swiss Alps. - In: Roure, F., Heitzmann, P. and Polino, R. (Eds) - Deep Structure of the Alps. *Mém. Soc. géol. France*, **156**, 77-84.
- Pfiffner, O.A., Levato, L. and Valasek, P. (1991). - Crustal reflections from the Alpine orogen: results from deep seismic profiling. - In: Meissner, R., Brown, L., Dürrbaum, H.-J., Franke, W., Fuchs, K. and Seifert, F. (Eds.). - Continental Lithosphere: Deep Seismic Reflections. - *AGU Geodynamic Series*, **22**, 185-193.
- Pickett, G.R. (1963). - Acoustic character logs and their application in formation evaluation. - *J. Petr. Techn.*, **15**, 659-667.
- Pilloud, C. (1989). - Structures de déformation alpines dans le synclinal Permo-Carbonifère de Salvan-Dorénaz (massif des Aiguilles Rouges). - Thèse, Lausanne.
- Salisbury, M.H. and Christensen, N.J. (1978). - The seismic velocity structure of a traverse through the Bay of Islands ophiolite complex, Newfoundland, an exposure of oceanic crust and upper mantle. - *J. Geophys. Res.*, **83**, 805-817.
- Salisbury, M.H., Christensen, N.J., Becker, K. and Moos, D. (1985). - The velocity structure of layer 2 at Deep Sea Drilling Project Site 504 from logging and laboratory experiments. - In: Anderson, R.N. (Eds) - Initial reports of the Deep Sea Drilling Project. Washington, D.C., U.S. Government Printing Office, **83**, 529-539.
- Sartori, M. (1987). - Structure de la zone de Combin entre les Diablons et Zermatt (Valais). - *Eclogae geol. Helv.*, **80**, 789-814.
- Schmid, S.M., Ruck, P. and Schreurs, G. (1990). - The significance of the Schams nappes for the reconstruction of the paleotectonic and orogenic evolution of the Penninic zone along the NFP-20 East traverse (Grisons, eastern Switzerland). - In: Roure, F., Heitzmann, P. and Polino, R. (Eds.). - Deep Structure of the Alps. - *Mém. Soc. géol. France*, **156**, 263-287.
- Schön, J. (1983). - Petrophysik, physikalische Eigenschaften von Gesteinen und Mineralien. - Stuttgart, Enke, 405 p.
- Sellami, S., Barblan, F., Mayerat, A.M., Pfiffner, O.A., Risnes, K. and Wagner, J.J. (1990). - Compressional wave velocities of samples from the NFP-20 East seismic reflection profile. - In: Roure, F., Heitzmann, P. and Polino, R. (Eds.). - Deep Structure of the Alps. - *Mém. Soc. géol.*

- Sellami, S., Wagner, J.-J. and Steck, A. (1993). - P-wave velocities of samples from the Penninic of the western Alps along NFP20-West seismic reflection profiles. - *Bull. Soc. géol. France*, **164** (3), 123-134.
- Sheriff, R.E. (1977). - Limitations on resolution of seismic reflections and geologic detail derivable from them. - In: Payton, C.E. (Eds) - *Seismic Stratigraphy - applications to hydrocarbon exploration*. Tulsa, Oklahoma, American Association of Petroleum Geologists, **26**, 3-14.
- Sheriff, R.E. and Geldart, L.P. (1982). - *Exploration Seismology: data-processing and interpretation*. - Cambridge, Cambridge University Press, 254 p.
- Siegesmund, S., Kern, H. and Vollbrecht, A. (1991). - The effect of oriented microcracks on seismic velocities in an ultramylonite. - *Tectonophysics*, **186**, 241-251.
- Silaeva, O.I. and Shamina, O.G. (1958). - The distribution of elastic pulses in cylindrical specimens. - *Bull. Acad. Sci. USSR, Geophys. Ser.*, **6**, 17-24.
- Sileava, O.T. (1959). - The methods of studying the elastic properties of specimens of rocks under pressure. - *Bull. Acad. Sci. USSR, Geophys. Ser.*, **2**, 145-149.
- Smithson, S.B., Johnson, R.A., Hurich, C.A., Valasek, P.A. and Branch, C. (1987). - Deep crustal structure and genesis from contrasting reflection patterns: an integrated approach. - *Geophys. J.R. astr. Soc.*, **89**, (1), 67-72.
- Soffel, H.C., Bucker, C., H., G., Huenges, E., Lippman, E., Pohl, J., Rauen, A., Schult, A., Streit, K.M. and Wienand, F. (1992). - Physical parameters measured on cores and cuttings from the pilot well (0 m -4000.1 m) of the German continental deep drilling program (KTB) in the Oberfalz area, Bavaria, Federal Republic of Germany. - *Surveys in Geophysics*, **13**, 1-34.
- Spicher, A. (1980). - Carte tectonique de la Suisse, 1:500000. - Commission Géologique Suisse,
- Stampfli, G.M. and Marthaler, M. (1990). - Divergent and convergent margins in the north-western Alps. Confrontation to actualistic models. - *Geodinamica Acta*, **4**, 159-184.
- Stäuble, M., Pfiffner, A.O. and Smithson, S.B. (1993). - Crustal structure and reflectivity of the Swiss Alps from 3-D seismic modeling. Part I: Helvetic nappes. - *Tectonics*, in press.
- Steck, A., Epard, J.L., Escher, A., Marchand, R., Masson, H. and Spring, L. (1989). - Coupe tectonique horizontale des Alpes centrales. - *Mémoires de Géologie*, **5**, 1-8.
- Thouvenot, F. (1981). - Modélisation bidimensionnelle de la croûte terrestre en vitesse et atténuation des ondes sismiques. Implications géodynamiques pour les Alpes occidentales. - Thèse, Grenoble.
- Toksöz, M., Cheng, C.H. and Timur, A. (1976). - Velocities of seismic waves in porous rocks. - *Geophysics*, **41**, 621-643.
- Tosaya, C. and Nur, A. (1982). - Effects of diagenesis and clays on compressional velocities in rocks. - *Geophys. Res. Letts.*, **9**, (1), 5-8.
- Trümpy, R. (1980). - *Geology of Switzerland, Part A*. - Basel, Wepf & Co., 104 p.
- Trümpy, R. (1980). - *Geology of Switzerland, Part B*. - Basel, Wepf & Co., 334 p.
- Tu, L.Y., Brennan, J.N. and Sauer, J.A. (1955). - Dispersion of ultrasonic pulse velocity in cylindrical rods. - *J. Acoust. Soc. Am.*, **27**, 550-555.
- Valasek, P. (1992). - The tectonic structure of the swiss alpine crust interpreted from a 2D network of deep crustal seismic profiles and an evaluation of 3D effects. - Thèse, ETH-Zurich.
- Valasek, P., Frei, W., Stäuble, M. and Holliger, K. (1990). - Processing of the NFP-20 seismic reflection

- traverses across the Swiss Alps by the ETH-Zürich data processing center. - In: Roure, F., Heitzmann, P. and Polino, R. (Eds.). - Deep Structure of the Alps. - *Mém. Soc. géol. Fr.*, **156**, 55-64.
- Valasek, P., Mueller, S., Frei, W. and Holliger, K. (1991). - Results of NFP 20 seismic reflection profiling along the Alpine section of the European Geotraverse (EGT). - *Geophys. J. Int.*, **105**, 85-102.
- Vernik, L. and Nur, A. (1992). - Petrophysical analysis of the Cajon Pass Scientific Well: Implications for fluid flow and seismic studies in the Continental crust. - *J. Geophys. Res.*, **97**, 5121-5134.
- Walder, J. and Nur, A. (1984). - Porosity reduction and crustal pore pressure development. - *J. Geophys. Res.*, **89**, 11539-11548.
- Wyllie, M.R.J., Gregory, A.R. and Gardner, L.W. (1956). - Elastic wave velocities in heterogenous and porous media. - *Geophysics*, **21**, 41-70.
- Zang, A., Wolter, K. and Berckhemer, H. (1989). - Strain recovery, microcracks and elastic anisotropy of drill cores from KTB deep well. - *Scientific Drilling*, **1**, 115-126.
- Zoeppritz, K. (1919). - Ueber Reflexion und Durchgang seismischer Wellen durch Unstetigkeitsflächen. - *Nachrichten der Königlichen Gesellschaft der Wissenschaften zu Göttingen, Math.-Phys.*, **K 1**, 57-84.

Annexes

Annexe 1

Valeurs de propriétés physiques de quelques minéraux. V001, V010, V100 sont les vitesses qui se réfèrent aux directions du cristal (001,010,100), ρ est la masse volumique et V_{mn} est la vitesse moyenne tenant compte de toutes les directions cristallographiques. Ces données proviennent (a) de Christensen (1982) et (b) de Kern et Fakhimi (1975). V_{mc} est la vitesse moyenne calculée sur les trois directions perpendiculaires (001,010,100). A_t est l'anisotropie de vitesse totale, A_f et A_l sont la foliation et la linéation d'anisotropie de vitesse (voir chapitre 4). L'impédance acoustique, Imp , est calculée à partir des vitesses moyennes V_{mc} .

Annexe 2

Courbes de vitesses et d'anisotropies de vitesse en fonction de la pression, pour une sélection^(*) d'échantillons caractéristiques.

Annexe 3

Tableau récapitulatif des vitesses à 100, 200, 300 et 400 MPa (V_1 , V_2 et V_3 suivant les trois directions perpendiculaires), des vitesses moyennes, des masses volumiques, des anisotropies de vitesse et des impédances acoustiques de tous les échantillons étudiés.

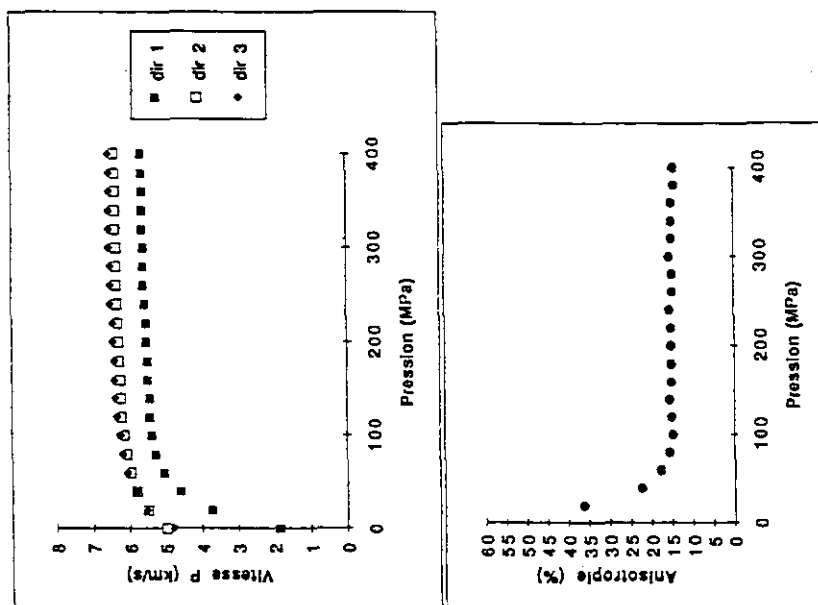
Annexe 4

Tableau des valeurs des coefficients (a,b,c,d) calculés des courbes de la forme $v(P)=a+bP-cP^2-dP^3$ (voir chapitre V), pour V_1 (vitesse de la carotte dans la direction 1), et respectivement V_2 et V_3 .

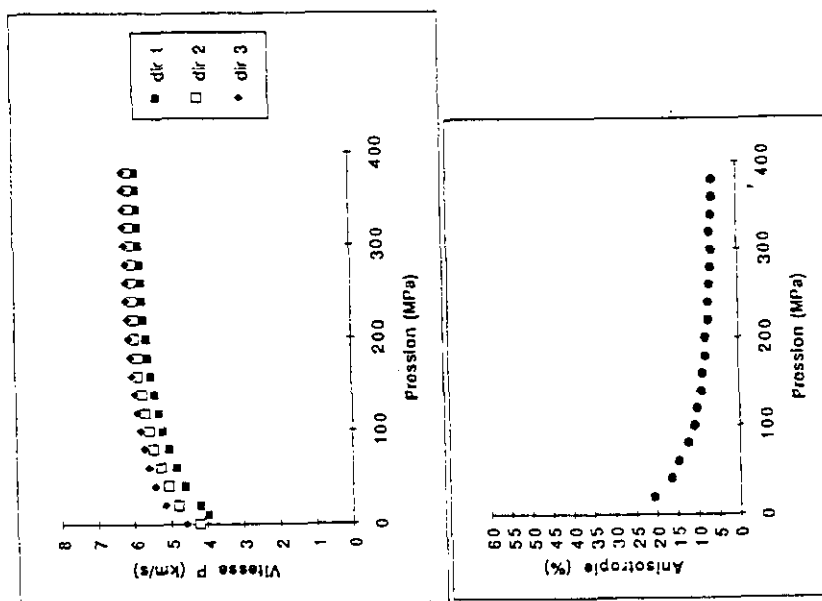
(*)Les données complètes accompagnées des photographies des lames minces sont à disposition au laboratoire de Pétrophysique, département de Minéralogie, à l'Université de Genève

	minéral	V001 (km/s)	V010 (km/s)	V100 (km/s)	ρ (10^3 kg/m^3)	V _{mn} (km/s)	V _{mc} (km/s)	a _t (%)	a _f (%)	a _l (%)	Imp ($10^6 \text{ kg/m}^2\text{s}$)
a)	quartz	6.32	6.01	5.75	2.65	6.05	6.02	9	4	5	16
a)	calcite	5.54	7.35	7.3	2.71	6.53	6.73	28	27	1	18
a)	muscovite	4.44	8.03	7.9	2.79	5.78	6.79	62	60	2	16-17
a)	hlogopite	4.3	7.95	7.94	2.8	5.55	6.73	66	66	0	16-17
a)	phlogopite	4.26	7.97	7.94	2.82	5.44	6.72	68	68	1	15-17
a)	biotite	4.2	7.78	7.87	3.05	5.26	6.62	70	68	2	16
b)	hornblende	7.85	7.16	6.11	3.12	6.81	7.04	26	15	10	21-22
b)	hornblende	8.13	7.54	6.45	3.15	7.04	7.37	24	15	8	22-22

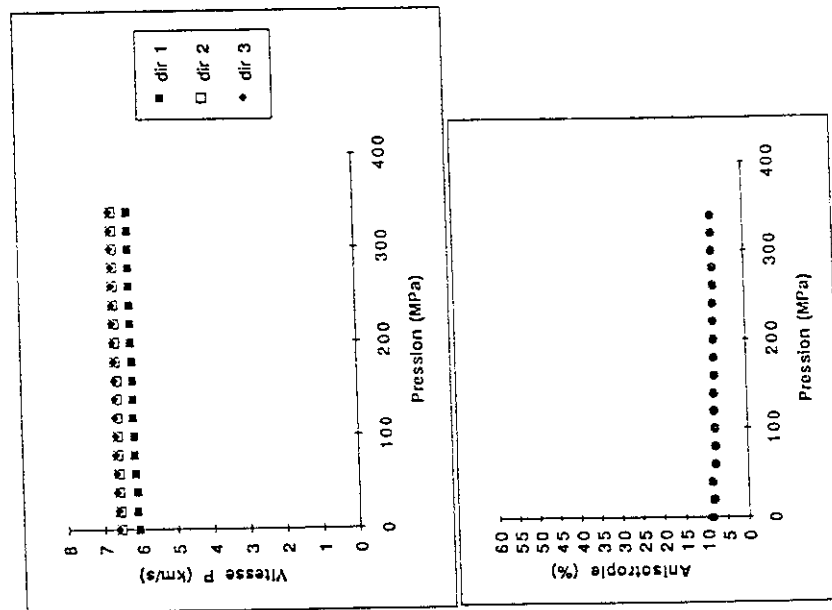
GNEISS pf9



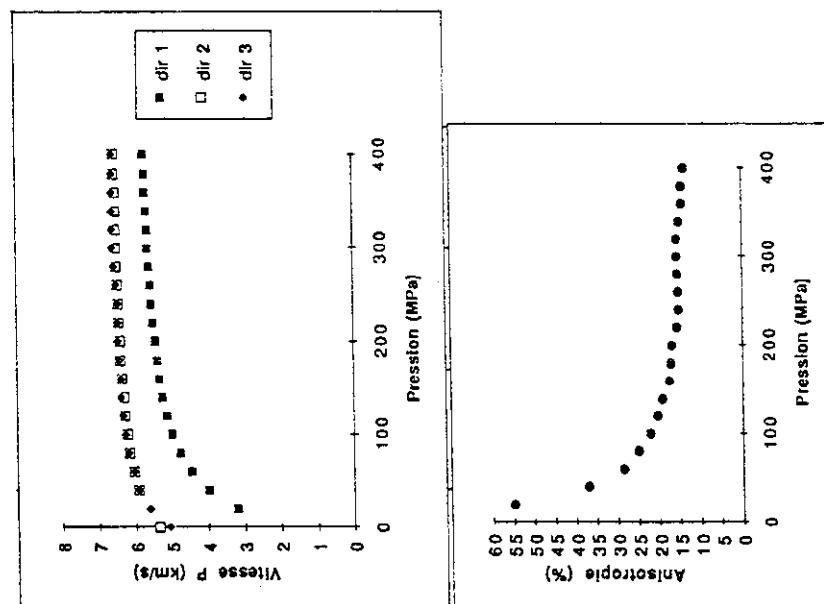
GRES ba6



CALCAIRE hm8

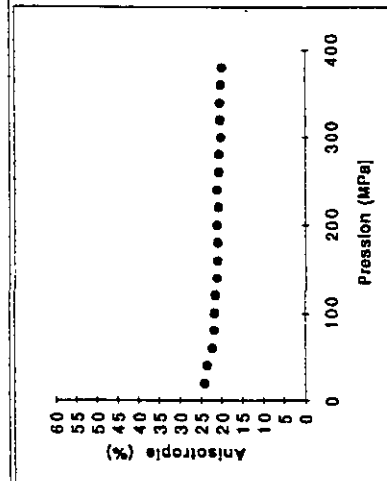
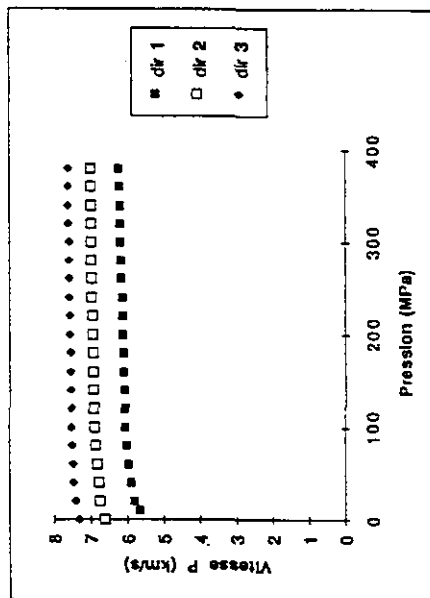


SCHISTE st10



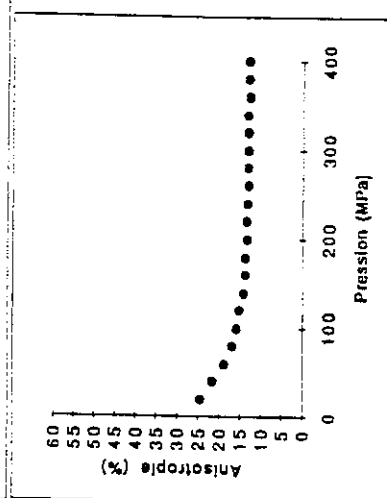
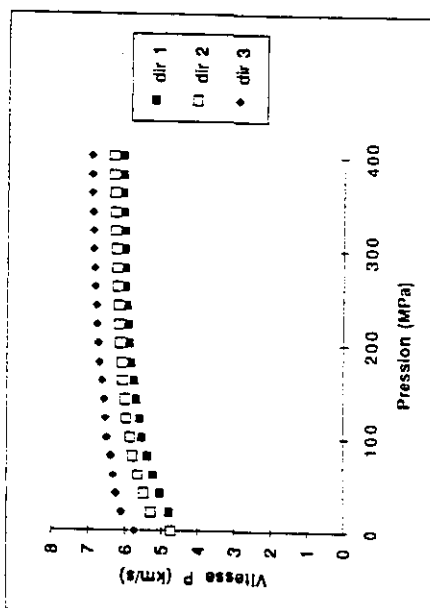
SERPENTINITE

st15

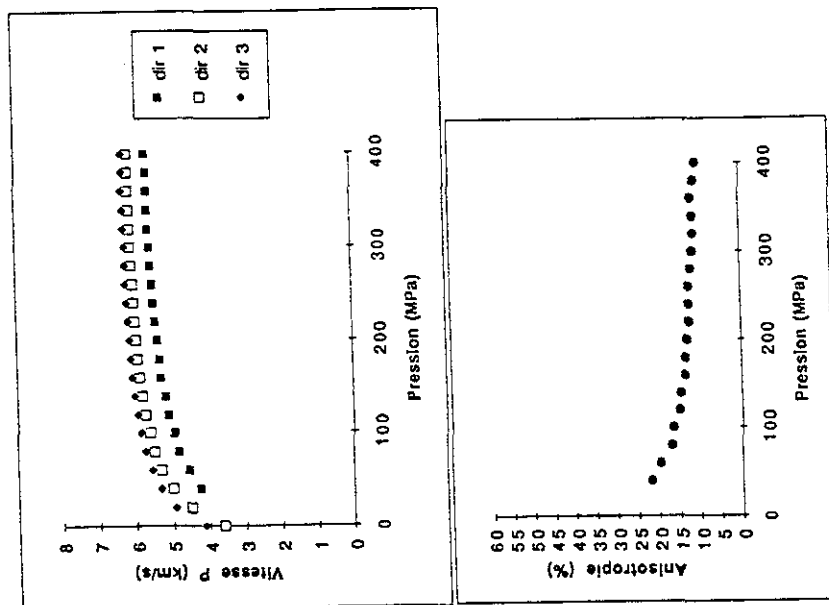


AMPHIBOLITE

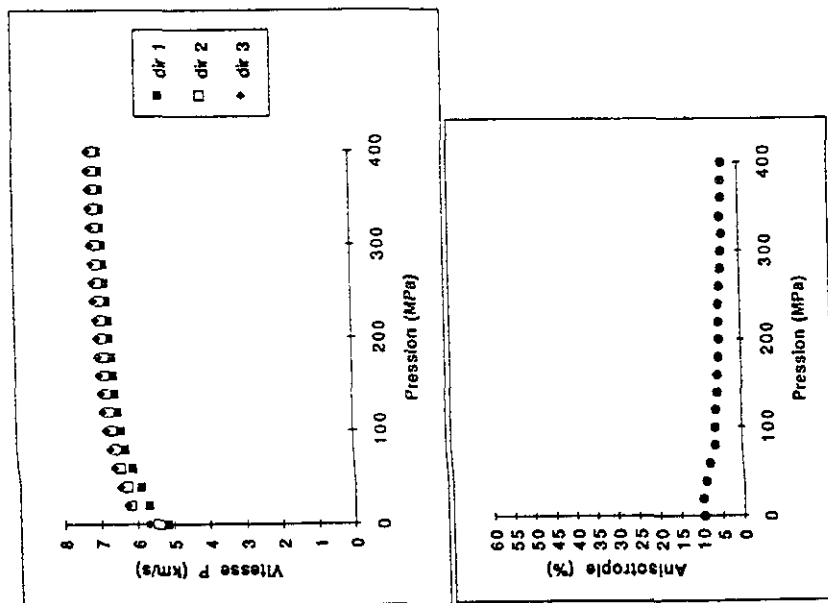
st7



PORPHYRE pf16



DOLOMIE pf15



	V1 à100 MPa (km/s)	V1 à200 MPa (km/s)	V1 à300 MPa (km/s)	V1 à400 MPa (km/s)	V2 à100 MPa (km/s)	V2 à200 MPa (km/s)	V2 à300 MPa (km/s)	V2 à400 MPa (km/s)	V3 à100 MPa (km/s)	V3 à200 MPa (km/s)	V3 à300 MPa (km/s)	V3 à400 MPa (km/s)
p110 Porphyre	5.44	5.79	5.89	5.93	5.47	5.89	5.96	6.07	5.90	6.11	6.19	6.23
p116 Porphyre	5.38	5.56	5.65	5.70	5.60	5.95	6.07	6.12	5.85	6.13	6.22	6.27
d5 Granite	5.89	6.04	6.15	6.24	5.84	6.24	6.33	6.40	5.96	6.26	6.37	6.40
hm5 Granite	5.79	6.01	6.10	6.19	5.91	6.13	6.22	6.25	5.95	6.14	6.22	6.30
p112 Granite	5.96	6.22	6.30	6.35	6.17	6.45	6.58	6.62	6.12	6.52	6.70	6.79
d4 Granite	5.54	5.84	5.95	6.01	5.98	6.21	6.32	6.37	5.96	6.28	6.36	6.39
hm3 Granite	5.40	5.76	5.89	5.95	5.68	5.91	6.03	6.08	5.68	5.95	6.07	6.12
ba15 Gneiss	4.94	5.34	5.51	5.56	5.91	6.18	6.31	6.34	6.31	6.53	6.58	6.61
hm4 Gneiss	5.45	5.68	5.80	5.86	6.15	6.31	6.35	6.45	6.22	6.33	6.43	6.48
hm7 Gneiss	5.30	5.75	5.94	6.04	6.11	6.15	6.20	6.22	5.91	6.12	6.22	6.27
st1 Gneiss	5.59	5.94	6.04	6.11	5.87	6.08	6.16	6.16	6.04	6.22	6.28	6.33
d2 Gneiss	5.42	5.73	5.87	5.94	5.54	5.86	6.01	6.09	5.77	6.00	6.17	6.17
d3 Gneiss	5.37	5.64	5.78	5.85	5.35	5.73	5.89	6.00	5.66	5.89	6.02	6.08
d1 Gneiss	5.54	5.79	5.86	5.93	5.78	6.06	6.13	6.13	5.88	6.02	6.10	6.17
hm6 Gneiss	5.62	6.00	6.15	6.19	5.96	6.15	6.27	6.30	5.99	6.26	6.35	6.40
p117 Gneiss	5.43	5.78	5.88	5.92	5.97	6.23	6.32	6.36	6.03	6.26	6.34	6.37
pf3 Gneiss	5.02	5.43	5.58	5.68	5.63	5.86	5.96	6.04	6.00	6.18	6.26	6.32
pf7 Gneiss	5.39	5.73	5.87	5.94	5.50	5.75	5.89	5.96	5.78	6.02	6.14	6.17
st11 Gneiss	5.48	5.79	5.97	6.00	5.56	5.89	6.03	6.07	5.89	6.10	6.30	6.30
pf2 Gneiss	5.25	5.67	5.76	5.83	5.68	6.02	6.13	6.17	5.82	5.99	6.10	6.14
pf9 Gneiss	5.38	5.53	5.59	5.65	6.14	6.30	6.35	6.38	6.25	6.46	6.54	6.54
st23 Gneiss	4.94	5.37	5.57	5.68	5.57	5.86	6.02	6.10	5.66	6.03	6.19	6.29
st4 Gneiss	5.07	5.51	5.66	5.69	5.65	5.96	6.09	6.14	5.72	6.04	6.17	6.19
st8 Gneiss	5.57	5.73	5.79	5.83	5.87	6.08	6.12	6.15	6.04	6.21	6.28	6.28
ba2 Gypse					3.76	4.10	4.29		3.62	4.09	4.45	
d6 Conglomerat	5.76	5.89	5.96	5.98	5.87	5.96	6.01	6.04	5.90	6.00	6.08	6.09
hm2 Conglomerat	5.82	5.97	6.04	6.07	5.87	6.01	6.07	6.11	5.97	6.08	6.12	6.15
ba11 Grés	5.68	5.80	5.87	5.91	5.94	6.01	6.06	6.13				
st2 Grés	5.38	5.61	5.73	5.80	5.55	5.78	5.89	5.90	5.63	5.73	5.87	5.97
st3 Grés	4.98	5.32	5.52	5.60	5.67	5.88	6.02	6.07	5.90	6.09	6.18	6.22
hm1 Grés	5.70	5.90	5.97	6.00	5.78	5.95	6.01	6.04	5.87	5.97	6.01	6.05
ba10 Grés					5.83	6.00	6.09	6.13	5.91	6.08	6.11	6.16
ba4 Grés	5.71	5.94	6.01	6.05	5.84	6.06	6.13	6.18	5.89	6.08	6.15	6.18
ba6 Grés	5.21	5.62	5.81	5.89	5.58	5.94	6.05	6.10	5.82	6.09	6.18	6.23
d8 Grés	5.81	5.94	5.98	6.03	5.86	5.95	6.01	6.05	5.87	5.99	6.04	6.09
d7 Grés	5.71	5.85	5.92	5.96	5.83	5.94	6.01	6.06	5.93	6.03	6.08	6.12
ba9 Grés	5.14	5.61	5.75	5.84	5.70	5.99	6.12	6.15	5.90	6.21	6.32	6.35
ba12 Grés					5.88	6.04	6.09	6.12				
ba13 Grés	5.37	5.77	5.92	6.00	5.44	5.89	6.06	6.15	6.05	6.36	6.48	6.56

Annexe 3.1

	V1 à100 MPa (km/s)	V1 à200 MPa (km/s)	V1 à300 MPa (km/s)	V1 à400 MPa (km/s)	V2 à100 MPa (km/s)	V2 à200 MPa (km/s)	V2 à300 MPa (km/s)	V2 à400 MPa (km/s)	V3 à100 MPa (km/s)	V3 à200 MPa (km/s)	V3 à300 MPa (km/s)	V3 à400 MPa (km/s)
hm10 Argilite					6.06	6.27	6.36	6.41				
hm11 Argilite									6.11	6.34	6.47	6.55
ba3 Argilite	4.00	4.46	4.74	4.88	6.53	6.70	6.83	6.83	6.66	6.82	6.92	6.96
pf5 Calcaire					6.31	6.41	6.48	6.51	6.57	6.62	6.67	6.69
pf6 Calcaire					6.32	6.37	6.39	6.41	6.31	6.36	6.39	6.42
hm9 Calcaire					6.55	6.59	6.61	6.62	6.59	6.65	6.66	6.68
ba5 Calcaire	5.75	5.97	6.04	6.09	5.93	6.07	6.13	6.15	6.21	6.32	6.35	6.37
hm12 Calcaire	5.82	6.07	6.21	6.27	6.56	6.62	6.65	6.67				
hm8 Calcaire	6.16	6.20	6.22	6.24	6.60	6.63	6.65	6.67	6.66	6.70	6.72	6.74
ba7 Calcaire	6.16	6.27	6.34	6.39	6.31	6.45	6.47	6.52	6.46	6.58	6.63	6.67
st10 Calcaire	4.97	5.44	5.63	5.72	6.21	6.40	6.48	6.53	6.26	6.46	6.59	6.59
pf13 Calcaire	6.57	6.66	6.70	6.75	6.88	6.95	6.99	7.01	7.05	7.15	7.15	7.20
pf4 Calcaire	5.69	5.81	5.90	5.94	6.31	6.39	6.41	6.43	6.35	6.43	6.48	6.50
st9 Calcaire	5.42	5.83	5.94	5.97	5.97	6.23	6.31	6.35	5.88	6.25	6.37	6.37
ba1 Dolomite	6.65	6.87	6.93	7.03	6.40	6.83	6.97	7.07	6.65	6.90	7.00	7.06
pf15 Dolomite	6.36	6.66	6.83	6.90	6.63	6.88	6.99	7.05	6.77	7.00	7.12	7.16
st12 Dolomite	6.33	6.50	6.56	6.62	6.62	6.77	6.82	6.86	7.04	7.12	7.14	7.18
pf8 Dolomite	6.45	6.58	6.67	6.76	6.68	6.82	6.96	7.01	6.97	7.12	7.17	7.27
st20 Dolomite	6.59	6.86	6.95	6.95	6.98	7.18	7.24	7.24	7.03	7.29	7.39	7.45
st21 Dolomite	6.10	6.50	6.61	6.68	6.52	6.85	7.00	7.06	6.81	7.13	7.25	7.29
st22 Dolomite	6.29	6.85	7.05	7.05	6.55	6.96	7.01	7.06	6.92	7.23	7.28	7.33
ba16 Amphibolite	5.95	6.24	6.35	6.40	6.48	6.71	6.80	6.87	7.04	7.22	7.28	7.32
st13 Amphibolite	5.29	5.92	6.18	6.29	5.93	6.50	6.72	6.78	6.23	6.71	6.93	7.03
st14 Amphibolite	5.98	6.25	6.38	6.43	6.52	6.78	6.86	6.93	6.52	6.78	6.92	6.99
st17 Amphibolite	5.88	6.39	6.54	6.61	5.95	6.46	6.63	6.70	6.38	6.78	6.95	7.03
st5 Amphibolite	5.23	5.67	5.82	5.91	6.08	6.48	6.65	6.71	6.39	6.68	6.78	6.80
st6 Amphibolite					5.28	5.97	6.24	6.35				
st7 Amphibolite	5.54	5.89	6.02	6.08	5.85	6.14	6.25	6.32	6.48	6.72	6.85	6.92
pf14 Prasinite	5.98	6.25	6.37	6.45	6.29	6.54	6.65	6.72	6.85	7.10	7.23	7.27
vb Prasinite	6.04	6.48	6.64	6.69	6.17	6.55	6.65	6.70	6.29	6.59	6.75	6.79
st15 Serpentinite	6.04	6.12	6.19	6.23	6.87	6.94	6.98	7.00	7.52	7.56	7.59	7.61
st16 Serpentinite	6.29	6.29	6.33	6.37	6.63	6.68	6.70	6.72	7.06	7.10	7.12	7.14
st18 Metagabbro	6.46	6.93	7.12	7.18	6.44	7.02	7.22	7.35	7.00	7.35	7.51	7.57
st19 Metagabbro	7.62	7.80	7.86	7.92	7.58	7.87	7.94	7.94	7.68	7.93	7.99	8.06

Annexe 3.2

	Vm à 100 MPa (km/s)	Vm à 200 MPa (km/s)	Vm à 300 MPa (km/s)	Vm à 400 MPa (km/s)	Masse Volumique de matrice (10 kg/m)	Masse Volumique brute (10 kg/m)	Porosité (%)
pf10 Porphyre	5.60	5.93	6.01	6.07	2.68	2.67	0
pf16 Porphyre	5.61	5.88	5.98	6.03	2.66	2.64	1
d5 Granite	5.90	6.18	6.28	6.35	2.65	2.63	1
hm5 Granite	5.88	6.09	6.18	6.25	2.68	2.67	0
pf12 Granite	6.08	6.40	6.53	6.59	2.62	2.61	1
d4 Granite	5.83	6.11	6.21	6.26	2.65	2.62	1
hm3 Granite	5.59	5.88	6.00	6.05	2.64	2.63	0
ba15 Gneiss	5.72	6.02	6.13	6.17	2.77	2.71	2
hm4 Gneiss	5.94	6.11	6.19	6.26	2.74	2.74	0
hm7 Gneiss	5.77	6.01	6.12	6.18	2.72	2.71	0
st1 Gneiss	5.83	6.08	6.16	6.20	2.61	2.60	0
d2 Gneiss	5.58	5.87	6.01	6.07	2.68	2.66	1
d3 Gneiss	5.46	5.75	5.90	5.98	2.75	2.75	0
d1 Gneiss	5.73	5.96	6.03	6.08	2.66	2.66	0
hm6 Gneiss	5.85	6.13	6.26	6.30	2.63	2.62	0
pf17 Gneiss	5.81	6.09	6.18	6.22	2.67	2.66	0
pf3 Gneiss	5.55	5.82	5.94	6.01	2.82	2.81	0
pf7 Gneiss	5.56	5.84	5.96	6.02	2.70	2.67	0
st11 Gneiss	5.64	5.93	6.10	6.12	2.68	2.65	1
pf2 Gneiss	5.58	5.89	6.00	6.05	2.64	2.62	1
pf9 Gneiss	5.92	6.09	6.16	6.19	2.78	2.77	1
st23 Gneiss	5.39	5.75	5.93	6.02	2.75	2.72	1
st4 Gneiss	5.48	5.84	5.97	6.01	2.63	2.61	1
st8 Gneiss	5.83	6.00	6.07	6.09	2.64	2.61	1
ba2 Gypse	3.69	4.10	4.37	0.00	2.44	1.86	31
d6 Conglomerat	5.85	5.95	6.01	6.04	2.66	2.67	0
hm2 Conglomerat	5.89	6.02	6.08	6.11	2.67	2.67	0
ba11 Grés	5.81	5.91	5.96	6.02	2.64	2.62	1
st2 Grés	5.52	5.71	5.83	5.89	2.67	2.64	1
st3 Grés	5.51	5.76	5.91	5.96	2.71	2.67	2
hm1 Grés	5.78	5.94	6.00	6.03	2.66	2.66	1
ba10 Grés	5.87	6.04	6.10	6.15	2.64	2.63	0
ba4 Grés	5.81	6.02	6.10	6.14	2.66	2.66	0
ba6 Grés	5.53	5.88	6.01	6.07	2.63	2.61	1
d8 Grés	5.85	5.96	6.01	6.06	2.65	2.65	0
d7 Grés	5.83	5.94	6.00	6.05	2.65	2.66	0
ba9 Grés	5.58	5.94	6.06	6.11	2.67	2.67	0
ba12 Grés	5.88	6.04	6.09	6.12	2.64	2.62	1
ba13 Grés	5.62	6.00	6.15	6.24	2.70	2.65	2

	Vm à100 MPa (km/s)	Vm à200 MPa (km/s)	Vm à300 MPa (km/s)	Vm à400 MPa (km/s)	Masse Volumique de matrice (10 kg/m)	Masse Volumique brute (10 kg/m)	Porosité (%)
hm10 Argilite	6.06	6.27	6.36	6.41	2.76	2.60	6
hm11 Argilite	6.11	6.34	6.47	6.55	2.75	2.46	12
ba3 Argilite	5.73	6.00	6.16	6.22	2.78	1.74	7
pf5 Calcaire	6.44	6.51	6.58	6.60	2.74	2.73	0
pf6 Calcaire	6.32	6.36	6.39	6.41	2.67	2.68	0
hm9 Calcaire	6.57	6.62	6.64	6.66	2.67	2.68	0
ba5 Calcaire	5.96	6.12	6.18	6.20	2.67	2.67	0
hm12 Calcaire	6.19	6.35	6.43	6.47	2.69	2.68	0
hm8 Calcaire	6.47	6.51	6.53	6.47	2.69	2.70	0
ba7 Calcaire	6.31	6.44	6.48	6.53	2.69	2.70	0
st10 Calcaire	5.81	6.10	6.23	6.28	2.76	2.74	1
pf13 Calcaire	6.83	6.92	6.95	6.99	2.69	2.70	0
pf4 Calcaire	6.12	6.21	6.26	6.29	2.67	2.68	0
st9 Calcaire	5.76	6.10	6.21	6.23	2.70	2.68	1
ba1 Dolomite	6.57	6.87	6.97	7.05	2.82	2.80	1
pf15 Dolomite	6.59	6.85	6.98	7.04	2.83	2.83	0
st12 Dolomite	6.66	6.79	6.84	6.89	2.84	2.79	2
pf8 Dolomite	6.70	6.84	6.93	7.02	2.83	2.82	0
st20 Dolomite	6.86	7.11	7.19	7.21	2.84	2.84	0
st21 Dolomite	6.48	6.83	6.95	7.01	2.81	2.79	1
st22 Dolomite	6.59	7.02	7.11	7.15	2.84	2.84	0
ba16 Amphibolite	6.49	6.72	6.81	6.86	3.04	3.03	0
st13 Amphibolite	5.82	6.38	6.61	6.70	2.96	2.93	1
st14 Amphibolite	6.34	6.61	6.72	6.78	2.95	2.94	0
st17 Amphibolite	6.07	6.54	6.71	6.78	2.94	2.94	0
st5 Amphibolite	5.90	6.28	6.42	6.47	2.99	2.97	0
st6 Amphibolite	5.28	5.97	6.24	6.35	3.00	2.97	0
st7 Amphibolite	5.96	6.25	6.37	6.44	2.98	2.96	1
pf14 Prasinite	6.37	6.63	6.75	6.81	2.96	2.95	0
vb Prasinite	6.17	6.54	6.68	6.73	3.00	2.97	1
st15 Serpentine	6.81	6.87	6.92	6.95	2.80	2.81	0
st16 Serpentine	6.66	6.69	6.72	6.74	2.79	2.80	0
st18 Metagabbro	6.64	7.10	7.28	7.37	3.09	3.09	0
st19 Metagabbro	7.63	7.87	7.93	7.97	3.40	3.42	0

	Imp. Ac. V1 à 100 Mpa (10 kg/m s)	Imp. Ac. V1 à 400 Mpa (10 kg/m s)	Imp. Ac. Vm à 100 Mpa (10 kg/m s)	Imp. Ac. Vm à 400 Mpa (10 kg/m s)	AI à 100 MPa (%)	AI à 400 MPa (%)	AI à 100 MPa (%)	AI à 400 MPa (%)	At à 100 MPa (%)	At à 400 MPa (%)
pf10 Porphyre	14.6	15.9	15.0	16.3	1	2	8	3	8	5
pf16 Porphyre	14.3	15.2	14.9	16.0	5	7	4	3	8	9
d5 Granite	15.6	16.5	15.6	16.8	0	3	2	0	1	3
hm5 Granite	15.5	16.6	15.8	16.8	2	1	1	1	3	2
pf12 Granite	15.6	16.6	15.9	17.3	5	4	0	3	3	7
d4 Granite	14.7	15.9	15.4	16.6	10	6	0	0	7	6
hm3 Granite	14.3	15.7	14.8	16.0	6	2	0	1	5	3
ba15 Gneiss	13.7	15.4	15.8	17.1	20	13	7	4	24	17
hm4 Gneiss	14.9	16.1	16.3	17.2	12	10	1	0	13	10
hm7 Gneiss	14.4	16.4	15.7	16.8	16	3	-3	1	11	4
st11 Gneiss	14.6	15.9	15.2	16.2	6	1	3	3	8	4
d2 Gneiss	14.5	15.9	15.0	16.3	2	3	4	1	6	4
d3 Gneiss	14.8	16.1	15.0	16.4	0	3	6	1	5	4
d1 Gneiss	14.7	15.8	15.2	16.2	5	3	2	1	6	4
hm6 Gneiss	14.8	16.3	15.4	16.6	7	2	1	2	6	3
pf17 Gneiss	14.5	15.8	15.5	16.6	11	7	1	0	10	7
pf3 Gneiss	14.2	16.0	15.7	16.9	13	6	7	5	18	11
pf7 Gneiss	14.6	16.0	15.0	16.3	2	0	5	4	7	4
st11 Gneiss	14.7	16.1	15.1	16.4	2	1	6	4	7	5
pf2 Gneiss	13.9	15.4	14.7	16.0	9	6	2	0	10	5
pf9 Gneiss	15.0	15.7	16.5	17.2	16	12	2	3	15	14
st23 Gneiss	13.6	15.6	14.8	16.6	13	7	2	3	13	10
st4 Gneiss	13.3	15.0	14.4	15.8	20	8	1	1	12	8
st8 Gneiss	14.7	15.4	15.4	16.1	6	5	3	2	8	7
ba2 Gypse			9.0							
d6 Conglomera	15.3	15.9	15.6	16.1	2	1	1	1	2	2
hm2 Congloméra	15.5	16.2	15.7	16.3	1	1	2	1	3	1
ba11 Grès	15.0	15.6	15.3	15.9	5	4				
st2 Grès	14.4	15.5	14.7	15.7	3	2	1	1	4	3
st3 Grès	13.5	15.2	14.9	16.2	14	8	4	3	17	10
hm1 Grès	15.4	16.2	15.6	16.3	2	1	1	0	3	1
ba10 Grès			15.5	16.2					1	0
ba4 Grès	15.2	16.1	15.5	16.3	3	2	1	0	3	2
ba6 Grès	13.7	15.5	14.5	16.0	8	4	4	2	11	6
d8 Grès	15.4	16.0	15.5	16.1	1	0	0	1	1	1
d7 Grès	15.1	15.8	15.4	16.0	2	2	2	1	4	3
ba9 Grès	13.7	15.6	14.9	16.3	12	5	4	3	14	8
ba12 Grès			15.5	16.2						
ba13 Grès	14.5	16.2	15.2	16.8	2	2	11	7	12	9

	Imp. Ac. V1 à 100 Mpa (10 kg/m s)	Imp. Ac. V1 à 400 Mpa (10 kg/m s)	Imp. Ac. Vm à 100 Mpa (10 kg/m s)	Imp. Ac. Vm à 400 Mpa (10 kg/m s)	Af à 100 MPa (%)	Af à 400 MPa (%)	AI à 100 MPa (%)	AI à 400 MPa (%)	At à 100 MPa (%)	At à 400 MPa (%)
hm10 Argilite			16.7	17.7						
hm11 Argilite			16.8	18.0						
ba3 Calcaire	11.1	13.6	15.9	17.3	51	32	2	2	46	33
pf5 Calcaire			17.6	18.1						
pf6 Calcaire			16.9	17.1	0	0				
hm9 Calcaire			17.5	17.8	0	0	1	1	1	0
ba5 Calcaire	15.4	16.3	15.9	16.6	3	1	5	4	8	5
hm12 Calcaire	15.7	16.9	16.7	17.4						
hm8 Calcaire	16.6	16.8	17.4	0.0	7	7	1		8	
ba7 Calcaire	16.6	17.2	17.0	17.6	2	2	2	2	5	4
st10 Calcaire	13.7	15.8	16.0	17.3	42	13	1	1	22	14
pf13 Calcaire	17.7	18.2	18.4	18.8	5	4	3	3	7	7
pf4 Calcaire	15.2	15.9	16.3	16.8	11	8	1	1	11	9
st9 Calcaire	14.6	16.1	15.6	16.8	9	6	-2	0	8	6
ba1 Dolomite	18.8	19.8	18.5	19.9	0	0	0	4	1	4
pf15 Dolomite	18.0	19.5	18.6	19.9	4	2	2	2	6	4
st12 Dolomite	18.0	18.8	18.9	19.6	5	4	6	5	11	8
pf8 Dolomite	18.3	19.1	19.0	19.9	4	4	4	4	8	7
st20 Dolomite	18.7	19.7	19.5	20.5	7	4	1	3	6	7
st21 Dolomite	17.1	18.8	18.2	19.7	8	5	4	3	11	9
st22 Dolomite	17.9	20.0	18.7	20.3	5	0	6	4	10	4
ba16 Amphibolite	18.1	19.5	19.7	20.9	9	7	9	7	17	13
st13 Amphibolite	15.7	18.6	17.2	19.8	21	7	5	4	16	11
st14 Amphibolite	17.6	19.0	18.7	20.0	10	8	0	1	8	8
st17 Amphibolite	17.3	19.4	17.8	19.9	1	1	7	5	8	6
st5 Amphibolite	15.6	17.7	17.6	19.3	17	13	5	1	20	14
st6 Amphibolite			15.8	19.1						
st7 Amphibolite	16.5	18.1	17.8	19.2	6	4	11	9	16	13
pf14 Prasinite	17.7	19.1	18.9	20.2	6	4	9	8	14	12
vb Prasinite	18.1	20.1	18.5	20.2	3	0	2	1	4	1
st15 Serpentinite	16.9	17.4	19.1	19.5	12	11	10	9	22	20
st16 Serpentinite	17.5	17.8	18.6	18.8	5	5	7	6	12	11
st18 Metagabbro	20.0	22.2	20.5	22.8	0	2	9	3	8	5
st19 Metagabbro	25.9	26.9	25.9	27.1	0	0	1	2	1	2

Annexe 3.6

	V1 "a"	V1 "c"	V1 "d"	V1 "b"	V2 "a"	V2 "c"	V2 "d"	V2 "b"	V3 "a"	V3 "c"	V3 "d"	V3 "b"	A "a"	A "c"	A "d"	A "b"	
ba1 Dolomite	6.75	-2.11	0.016	0.001	6.78	-1.30	0.018	0.001	6.61	-1.17	0.032	0.001		21.00	0.013	0.005	0.87
ba10 Grès	5.85	-2.18	0.031	0.001	5.96	-1.59	0.029	0.001									0.87
ba11 Grès	5.69	-1.12	0.032	0.001	5.87	-2.20	0.043	0.001									0.70
ba12 Quarzite	5.98	-1.19	0.021	0.000													0.46
ba13 Quarzite	5.72	-2.15	0.016	0.001	5.72	-2.35	0.020	0.001	6.14	-1.90	0.023	0.001	1.37	18.20	0.007	0.018	0.25
ba15 Gneiss	5.04	-2.43	0.024	0.001	6.06	-1.26	0.020	0.001	6.47	-0.87	0.013	0.000	22.70	44.30	0.032	-0.016	0.98
ba16 Amphibolite	6.10	-1.44	0.018	0.001	6.65	-0.74	0.013	0.001	7.34	-0.75	0.009	0.000	16.20	18.90	0.027	-0.008	1.31
ba3 Argillite	4.09	-2.60	0.021	0.002	6.77	-0.72	0.010	0.000	6.79	-0.49	0.012	0.000	45.80	58.00	0.026	-0.033	0.52
ba4 Grès	5.80	-1.44	0.023	0.001	6.01	-0.90	0.016	0.000	6.00	-0.84	0.018	0.001	3.29	15.90	0.041	-0.004	3.09
ba5 Calcaire	5.91	-1.09	0.016	0.000	6.07	-0.99	0.018	0.000	6.34	-0.50	0.013	0.000	6.60	12.40	0.020	-0.005	0.42
ba6 Grès	5.65	-1.90	0.013	0.001	6.07	-1.62	0.012	0.000	6.12	-1.25	0.013	0.000	8.53	16.80	0.016	-0.008	0.23
ba7 Calcaire	6.17	-0.76	0.029	0.001	6.41	-0.86	0.020	0.000	6.48	-0.60	0.023	0.000	4.65	11.50	0.104	-0.001	0.61
ba9 Grès	5.40	-2.52	0.020	0.001	5.89	-1.76	0.020	0.001	6.19	-1.45	0.015	0.000	13.10	35.30	0.032	-0.012	1.01
d1 Gneiss	5.83	-0.99	0.016	0.001	6.07	-0.70	0.012	0.000	6.21	-0.72	0.009	0.000	3.46	10.10	0.031	-0.002	0.29
d2 Gneiss	5.72	-1.05	0.012	0.001	5.87	-1.27	0.012	0.001	6.28	-0.99	0.007	0.000	5.47	7.81	0.023	-0.003	0.41
d3 Gneiss	5.92	-1.42	0.009	0.000	6.60	-1.65	0.004	-0.001	6.05	-0.79	0.007	0.000	0.89	14.20	0.010	0.001	0.31
d4 Granite	5.70	-2.64	0.026	0.001	6.10	-2.44	0.024	0.001	6.21	-2.09	0.020	0.000	7.16	37.10	0.077	-0.002	0.31
d5 Granite	5.84	-1.16	0.032	0.001	6.24	-1.87	0.015	0.000	6.21	-2.29	0.020	0.001	6.50	25.10	0.016	-0.010	1.99
d6 Conglomérat	5.77	-1.24	0.029	0.001	5.84	-0.89	0.032	0.001	5.94	-0.71	0.023	0.000	2.53	11.00	0.038	-0.002	0.33
d7 Grès	5.73	-0.64	0.023	0.001	5.82	-0.71	0.029	0.001	5.95	-0.68	0.024	0.000	3.92				0.49
d8 Grès	5.83	-0.81	0.024	0.001	5.86	-0.76	0.026	0.000	5.88	-0.83	0.027	0.001		5.50	0.002	0.007	0.36
hm1 Grès	5.81	-1.30	0.021	0.001	5.85	-1.14	0.023	0.000	5.89	-0.76	0.021	0.000	1.39	11.10	0.023	-0.002	0.24
hm10 Argillite	6.13	-0.79	0.018	0.001													0.51
hm11 Argillite	6.22	-0.87	0.015	0.001													0.34
hm12 Calcaire	6.58	-0.07	0.010	0.000													0.22
hm2 Conglomérat	5.89	-1.12	0.023	0.001	5.90	-0.81	0.023	0.001	6.00	-0.55	0.021	0.000	1.97	11.50	0.027	-0.002	0.24
hm3 Granite	6.05	-1.71	0.010	0.000	5.81	-1.07	0.016	0.001	5.85	-1.16	0.015	0.001	-38.90	47.20	0.002	0.063	0.32
hm4 Gneiss	5.51	-0.94	0.020	0.001	6.07	-0.42	0.041	0.001	6.26	-0.28	0.010	0.001	12.00	14.50	0.026	-0.006	0.39
hm5 Granite	6.00	-1.17	0.021	0.001													0.42
hm6 Granite	5.84	-1.90	0.018	0.001	6.05	-1.50	0.023	0.001	6.11	-1.75	0.023	0.001					0.29
hm7 Gneiss	5.63	-1.90	0.015	0.001	5.94	-1.17	0.016	0.001	6.00	-1.23	0.020	0.001	5.35	17.90	0.012	-0.005	0.32
hm8 Calcaire	6.19	-0.12	0.012	0.000	6.89	-0.33	0.002	0.000	6.66	-0.05	0.018	0.000	4.89	3.59	0.004	0.005	0.58
hm9 Calcaire	6.11	-0.41	0.029	0.000	6.56	-0.40	0.026	0.000	6.61	-0.32	0.023	0.000	7.68	2.27	0.052	-0.001	0.62
pi10 Porphyre	5.64	-2.77	0.024	0.001	5.73	-3.06	0.023	0.001	5.98	-2.18	0.027	0.001	5.73	20.20	0.023	-0.002	0.07
pi12 Granite	6.07	-2.12	0.026	0.001	6.32	-2.42	0.023	0.001	6.36	-2.32	0.020	0.001	7.35	-9.09	0.007	-0.001	1.10
pi13 Calcaire	6.59	-0.57	0.021	0.000	6.94	-0.48	0.016	0.000	7.09	-0.80	0.026	0.000	7.38	-5.29	0.066	-0.002	0.64
pi14 Prasinite	5.97	-1.93	0.029	0.001	6.16	-6.51	0.065	0.002	6.97	-1.02	0.016	0.001	14.30	45.20	0.066	-0.006	0.09
pi15 Dolomite	6.47	-1.13	0.016	0.001	6.92	-0.81	0.010	0.000	6.95	-0.88	0.013	0.001	6.04	5.88	0.020	-0.006	0.73
pi16 Porphyre	5.27	-2.05	0.016	0.001													0.29
pi17 Gneiss	5.74	-1.87	0.016	0.001	6.32	-1.43	0.013	0.000	6.27	-1.20	0.015	0.000	8.39	16.30	0.020	-0.003	0.76
pi2 Gneiss	5.43	-2.32	0.023	0.001	6.00	-1.75	0.016	0.000	5.89	-1.31	0.023	0.001	8.06	23.80	0.026	-0.009	0.59
																	1.07
																	0.87

	V1	V2	V3	V4	V5	V6	V7	V8	V9	V10	V11	V12	V13	V14	V15	V16	V17	V18	V19	V20	V21	V22	V23	V24	V25	V26	V27	V28	V29	V30	V31	V32	V33	V34	V35	V36	V37	V38	V39	V40	V41	V42	V43	V44	V45	V46	V47	V48	V49	V50	V51	V52	V53	V54	V55	V56	V57	V58	V59	V60	V61	V62	V63	V64	V65	V66	V67	V68	V69	V70	V71	V72	V73	V74	V75	V76	V77	V78	V79	V80	V81	V82	V83	V84	V85	V86	V87	V88	V89	V90	V91	V92	V93	V94	V95	V96	V97	V98	V99	V100	V101	V102	V103	V104	V105	V106	V107	V108	V109	V110	V111	V112	V113	V114	V115	V116	V117	V118	V119	V120	V121	V122	V123	V124	V125	V126	V127	V128	V129	V130	V131	V132	V133	V134	V135	V136	V137	V138	V139	V140	V141	V142	V143	V144	V145	V146	V147	V148	V149	V150	V151	V152	V153	V154	V155	V156	V157	V158	V159	V160	V161	V162	V163	V164	V165	V166	V167	V168	V169	V170	V171	V172	V173	V174	V175	V176	V177	V178	V179	V180	V181	V182	V183	V184	V185	V186	V187	V188	V189	V190	V191	V192	V193	V194	V195	V196	V197	V198	V199	V200	V201	V202	V203	V204	V205	V206	V207	V208	V209	V210	V211	V212	V213	V214	V215	V216	V217	V218	V219	V220	V221	V222	V223	V224	V225	V226	V227	V228	V229	V230	V231	V232	V233	V234	V235	V236	V237	V238	V239	V240	V241	V242	V243	V244	V245	V246	V247	V248	V249	V250	V251	V252	V253	V254	V255	V256	V257	V258	V259	V260	V261	V262	V263	V264	V265	V266	V267	V268	V269	V270	V271	V272	V273	V274	V275	V276	V277	V278	V279	V280	V281	V282	V283	V284	V285	V286	V287	V288	V289	V290	V291	V292	V293	V294	V295	V296	V297	V298	V299	V300	V301	V302	V303	V304	V305	V306	V307	V308	V309	V310	V311	V312	V313	V314	V315	V316	V317	V318	V319	V320	V321	V322	V323	V324	V325	V326	V327	V328	V329	V330	V331	V332	V333	V334	V335	V336	V337	V338	V339	V340	V341	V342	V343	V344	V345	V346	V347	V348	V349	V350	V351	V352	V353	V354	V355	V356	V357	V358	V359	V360	V361	V362	V363	V364	V365	V366	V367	V368	V369	V370	V371	V372	V373	V374	V375	V376	V377	V378	V379	V380	V381	V382	V383	V384	V385	V386	V387	V388	V389	V390	V391	V392	V393	V394	V395	V396	V397	V398	V399	V400	V401	V402	V403	V404	V405	V406	V407	V408	V409	V410	V411	V412	V413	V414	V415	V416	V417	V418	V419	V420	V421	V422	V423	V424	V425	V426	V427	V428	V429	V430	V431	V432	V433	V434	V435	V436	V437	V438	V439	V440	V441	V442	V443	V444	V445	V446	V447	V448	V449	V450	V451	V452	V453	V454	V455	V456	V457	V458	V459	V460	V461	V462	V463	V464	V465	V466	V467	V468	V469	V470	V471	V472	V473	V474	V475	V476	V477	V478	V479	V480	V481	V482	V483	V484	V485	V486	V487	V488	V489	V490	V491	V492	V493	V494	V495	V496	V497	V498	V499	V500	V501	V502	V503	V504	V505	V506	V507	V508	V509	V510	V511	V512	V513	V514	V515	V516	V517	V518	V519	V520	V521	V522	V523	V524	V525	V526	V527	V528	V529	V530	V531	V532	V533	V534	V535	V536	V537	V538	V539	V540	V541	V542	V543	V544	V545	V546	V547	V548	V549	V550	V551	V552	V553	V554	V555	V556	V557	V558	V559	V560	V561	V562	V563	V564	V565	V566	V567	V568	V569	V570	V571	V572	V573	V574	V575	V576	V577	V578	V579	V580	V581	V582	V583	V584	V585	V586	V587	V588	V589	V590	V591	V592	V593	V594	V595	V596	V597	V598	V599	V600	V601	V602	V603	V604	V605	V606	V607	V608	V609	V610	V611	V612	V613	V614	V615	V616	V617	V618	V619	V620	V621	V622	V623	V624	V625	V626	V627	V628	V629	V630	V631	V632	V633	V634	V635	V636	V637	V638	V639	V640	V641	V642	V643	V644	V645	V646	V647	V648	V649	V650	V651	V652	V653	V654	V655	V656	V657	V658	V659	V660	V661	V662	V663	V664	V665	V666	V667	V668	V669	V670	V671	V672	V673	V674	V675	V676	V677	V678	V679	V680	V681	V682	V683	V684	V685	V686	V687	V688	V689	V690	V691	V692	V693	V694	V695	V696	V697	V698	V699	V700	V701	V702	V703	V704	V705	V706	V707	V708	V709	V710	V711	V712	V713	V714	V715	V716	V717	V718	V719	V720	V721	V722	V723	V724	V725	V726	V727	V728	V729	V730	V731	V732	V733	V734	V735	V736	V737	V738	V739	V740	V741	V742	V743	V744	V745	V746	V747	V748	V749	V750	V751	V752	V753	V754	V755	V756	V757	V758	V759	V760	V761	V762	V763	V764	V765	V766	V767	V768	V769	V770	V771	V772	V773	V774	V775	V776	V777	V778	V779	V780	V781	V782	V783	V784	V785	V786	V787	V788	V789	V790	V791	V792	V793	V794	V795	V796	V797	V798	V799	V800	V801	V802	V803	V804	V805	V806	V807	V808	V809	V810	V811	V812	V813	V814	V815	V816	V817	V818	V819	V820	V821	V822	V823	V824	V825	V826	V827	V828	V829	V830	V831	V832	V833	V834	V835	V836	V837	V838	V839	V840	V841	V842	V843	V844	V845	V846	V847	V848	V849	V850	V851	V852	V853	V854	V855	V856	V857	V858	V859	V860	V861	V862	V863	V864	V865	V866	V867	V868	V869	V870	V871	V872	V873	V874	V875	V876	V877	V878	V879	V880	V881	V882	V883	V884	V885	V886	V887	V888	V889	V890	V891	V892	V893	V894	V895	V896	V897	V898	V899	V900	V901	V902	V903	V904	V905	V906	V907	V908	V909	V910	V911	V912	V913	V914	V915	V916	V917	V918	V919	V920	V921	V922	V923	V924	V925	V926	V927	V928	V929	V930	V931	V932	V933	V934	V935	V936	V937	V938	V939	V940	V941	V942	V943	V944	V945	V946	V947	V948	V949	V950	V951	V952	V953	V954	V955	V956	V957	V958	V959	V960	V961	V962	V963	V964	V965	V966	V967	V968	V969	V970	V971	V972	V973	V974	V975	V976	V977	V978	V979	V980	V981	V982	V983	V984	V985	V986	V987	V988	V989	V990	V991	V992	V993	V994	V995	V996	V997	V998	V999	V1000	V1001	V1002	V1003	V1004	V1005	V1006	V1007	V1008	V1009	V1010	V1011	V1012	V1013	V1014	V1015	V1016	V1017	V1018	V1019	V1020	V1021	V1022	V1023	V1024	V1025	V1026	V1027	V1028	V1029	V1030	V1031	V1032	V1033	V1034	V1035	V1036	V1037	V1038	V1039	V1040	V1041	V1042	V1043	V1044	V1045	V1046	V1047	V1048	V1049	V1050	V1051	V1052	V1053	V1054	V1055	V1056	V1057	V1058	V1059	V1060	V1061	V1062	V1063	V1064	V1065	V1066	V1067	V1068	V1069	V1070	V1071	V1072	V1073	V1074	V1075	V1076	V1077	V1078	V1079	V1080	V1081	V1082	V1083	V1084	V1085	V1086	V1087	V1088	V1089	V1090	V1091	V1092	V1093	V1094	V1095	V1096	V1097	V1098	V1099	V1100	V1101	V1102	V1103	V1104	V1105	V1106	V1107	V1108	V1109	V1110	V1111	V1112	V1113	V1114	V1115	V1116	V1117	V1118	V1119	V1120	V1121	V1122	V1123	V1124	V1125	V1126	V1127	V1128	V1129	V1130	V1131	V1132	V1133	V1134	V1135	V1136	V1137	V1138	V1139	V1140	V1141	V1142	V1143	V1144	V1145	V1146	V1147	V1148	V1149	V1150	V1151	V1152	V1153	V1154	V1155	V1156	V1157	V1158	V1159	V1160	V1161	V1162	V1163	V1164	V1165	V1166	V1167	V1168	V1169	V1170	V1171	V1172	V1173	V1174	V1175	V1176	V1177	V1178	V1179	V1180	V1181	V1182	V1183	V1184	V1185	V1186	V1187	V1188	V1189	V1190	V1191	V1192	V1193	V1194	V1195	V1196	V1197	V1198	V1199	V1200	V1201	V1202	V1203	V1204	V1205	V1206	V1207	V1208	V1209	V1210	V1211	V1212	V1213	V1214	V1215	V1216	V1217	V1218	V1219	V1220	V1221	V1222	V1223	V1224	V1225	V1226	V1227	V1228	V1229	V1230	V1231	V1232	V1233	V1234	V1235	V1236	V1237	V1238	V1239	V1240	V1241	V1242	V1243	V1244	V1245	V1246	V1247	V1248	V1249	V1250	V1251	V1252	V1253	V1254	V1255	V1256	V1257	V1258	V1259	V1260	V1261	V1262	V1263	V1264	V1265	V1266	V1267	V1268	V1269	V1270	V1271	V1272	V1273	V1274	V1275	V1276	V1277	V1278	V1279	V1280	V1281	V1282	V1283	V1284	V1285	V1286	V1287	V1288	V1289	V1290	V1291	V1292	V1293	V1294	V1295	V1296	V1297	V1298	V1299	V1300	V1301	V1302	V1303	V1304	V1305	V1306	V1307	V1308	V1309	V1310	V1311	V1312	V1313	V1314	V1315	V1316	V1317	V1318	V1319	V1320	V1321	V1322	V1323	V1324	V1325	V1326	V1327	V1328	V1329	V1330	V1331	V1332	V1333	V1334	V1335	V1336	V1337	V1338	V1339	V1340	V1341	V1342	V1343	V1344	V1345	V1346	V1347	V1348	V1349	V1350	V1351	V1352	V1353	V1354	V1355	V1356	V1357	V1358	V1359	V1360	V1361	V1362	V1363	V1364	V1365	V1366	V1367	V1368	V1369	V1370	V1371	V1372	V1373	V1374	V1375	V1376	V1377	V1378	V1379	V1380	V1381	V1382	V1383	V1384	V1385	V1386	V1387	V1388	V1389	V1390	V1391	V1392	V1393	V1394	V1395	V1396	V1397	V1398	V1399	V1400	V1401	V1402	V1403	V1404	V1405	V1406	V1407	V1408	V1409	V1410	V1411	V1412	V1413	V1414	V1415	V1416	V1417	V1418	V1419	V1420	V1421	V1422	V1423	V1424	V1425	V1426	V1427	V1428	V1429	V1430	V1431	V1432	V1433	V1434	V1435	V1436	V1437	V1438	V1439	V1440	V1441	V1442	V1443	V1444	V1445	V1446	V1447	V1448	V1449	V1450	V1451	V1452	V1453	V1454	V1455	V1456	V1457	V1458	V1459	V1460	V1461	V1462	V1463	V1464	V1465	V1466	V1467	V1468	V1469	V1470	V1471	V1472	V1473	V1474	V1475	V1476	V1477	V1478	V1479	V1480	V1481	V1482	V1483	V1484	V1485	V1486	V1487	V1488	V1489	V1490	V1491	V1492	V1493	V1494	V1495
--	----	----	----	----	----	----	----	----	----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------

Beiträge zur Geologie der Schweiz

Matériaux pour la Géologie de la Suisse

Contributions to Geology of Switzerland

Geophysik-Géophysique-Geophysics

No.		Fr.
1	H. Röthlisberger. Zur seismischen und petrographischen Charakterisierung einiger Molassegesteine, einschliesslich der Beschreibung von Methoden der Korngrössenbestimmung in Festmaterial. 91 Seiten, 31 Figuren. 1957.	20.-
2	O. Friedenreich. Eine grossräumige Widerstandskartierung nordwestlich von Zürich und ihre geologische Deutung. 47 Seiten, 22 Textfiguren, 9 Karten. 1959.	24.-
3	F. Gassmann. Schweremessungen in der Umgebung von Zürich. 70 Seiten, 24 Textfiguren, 2 Tafeln. 1962.	30.-
4	E. Poldini. Les anomalies gravifiques du canton de Genève. Avec 63 pages, 25 figures et 3 planches. 1963.	30.-
5	L. Rybach. Refraktionsseismische Untersuchungen im Raum Aare-, Limmat- und Surbtal. 49 Seiten, 42 Figuren. 1962.	20.-
6	O. Gonet. Etude gravimétrique de la plaine du Rhône. Région Saint-Maurice -- Lac Léman. 50 pages, 30 figures 2 planches. 1965.	20.-
7	C. Meyer de Stadelhofen. Cartes des résistivités de la plaine du Rhône. 8 pages, 2 figures, 2 planches. 1966.	10.-
8	O. Gonet. Etude gravimétrique du lac Léman à bord du mésoscaph <i>Auguste Picard</i> . 50 pages, 8 figures, 1 planche. 1969.	10.-
9	J.-J. Wagner. Elaboration d'une carte d'anomalie de Bouguer. Etude de la vallée du Rhône. Saint-Maurice à Saxon (Suisse). 91 pages, 32 figures, 2 planches. 1970.	27.-
19	H. Lazreg. Etude géophysique, géologique et hydrogéologique de la région de Concise à Pompaples (pied du Jura vaudois). 51 pages, 16 figures, 2 planches. 1971.	27.-
11	M. Petch. Contribution à l'étude hydrogéologique de la plaine de l'Orbe. 95 pages, 23 figures, 15 planches. 1970	27.-
12	P.-A. Gilland. Etude géoélectrique du Klettgau (Suisse), canton de Schaffhouse. 85 pages, 47 figures, 10 annexes, 5 planches. 1970.	27.-
13	P. Corniche. Application des méthodes géophysiques à la recherche hydrogéologique. 65 pages, 25 figures. 1973.	27.-
14	F. Heller. Magnetische und petrographische Eigenschaften der granitischen Gesteine des Albignigebiets (Nördliches Bergeller Massiv). 66 Seiten, 24 Textfiguren. 1972.	27.-
15	E. Klingelé. Contribution à l'étude gravimétrique de la Suisse romande et des régions avoisinantes. 94 pages, 6 figures, 35 planches. 1972.	27.-
16	W. Sigrist. Contribution à l'étude géophysique des fonds du lac Léman. 56 pages, 28 figures, 1 planche. 1974.	27.-
17	R. Olivier. Elaboration d'un système de traitement gravimétrique géré par l'ordinateur. Etude gravimétrique du plateau romand de Versoix (GE) à Concise (VD). 56 pages, 21 figures, 10 planches. 1974.	27.-
18	H. Buchli, R. Paquin, A. Donzé. Etude géoélectrique et gravimétrique du Chablais entre Asnières et Evian. 170 pages, 81 figures, 4 planches. 1976.	38.-
19	G. Fischer, P.-A. Schnegg, J. Sesiano. A new geomagnetic survey of Switzerland. 44 pages, 15 figures, 8 tables, 10 cartes. 1979.	34.-
20	E. Klingelé, R. Olivier. La nouvelle carte gravimétrique de la Suisse (Anomalie de Bouguer). 96 pages, 9 figures, 4 tables, 1 carte. 1980.	34.-
21	J.-J. Wagner, St. Müller. Geomagnetic and gravimetric studies of the Ivrea zone. 64 pages, 44 figures. 1984.	38.-
22	Ph. Bodmer, L. Rybach. Geothermal map of Switzerland (Heat flow density). 48 pages, 21 figures, 6 tables. 1984.	42.-
23	G. Schwarz. Methodische Entwicklungen zur Aerogammaspektrometrie. 160 Seiten, 56 Figuren. 1991.	42.-
24	U. Schärli, L. Rybach. Geothermische Detailkartierung der zentralen Nordschweiz (1:100'000). 59 Seiten, 13 Figuren, 2 Karten. 1991.	48.-
25	G. Schwarz, E. Klingelé, L. Rybach. Airborne radiometric mapping in Switzerland. 71 pages, 12 figures, 17 tables, 14 maps, 1 overlay transparency (1:500'000). 1992.	48.-
26	K. Risnes, B. Dumont, R. Olivier & J.-J. Wagner. Etude des anomalies magnétique et gravimétrique de la région du Chaseral. 42 pages, 14 figures et 3 tables. 1993.	26.-
27	G. Fischer, P.-A. Schnegg. Updating the geomagnetic survey of Switzerland. 8 pages, 5 figures, 3 tables, 6 maps. 1994.	30.-