

Zeitschrift: Schweizerische mineralogische und petrographische Mitteilungen = Bulletin suisse de minéralogie et pétrographie
Band: 30 (1950)
Heft: 2

Artikel: Etude géologique et pétrographique de la partie inférieure du Val d'Hérens et du Val d'Hérémence (Valais)
Autor: Vallet, J.-M.
DOI: <https://doi.org/10.5169/seals-24449>

Nutzungsbedingungen

Die ETH-Bibliothek ist die Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften auf E-Periodica. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Zeitschriften und ist nicht verantwortlich für deren Inhalte. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern beziehungsweise den externen Rechteinhabern. Das Veröffentlichen von Bildern in Print- und Online-Publikationen sowie auf Social Media-Kanälen oder Webseiten ist nur mit vorheriger Genehmigung der Rechteinhaber erlaubt. [Mehr erfahren](#)

Conditions d'utilisation

L'ETH Library est le fournisseur des revues numérisées. Elle ne détient aucun droit d'auteur sur les revues et n'est pas responsable de leur contenu. En règle générale, les droits sont détenus par les éditeurs ou les détenteurs de droits externes. La reproduction d'images dans des publications imprimées ou en ligne ainsi que sur des canaux de médias sociaux ou des sites web n'est autorisée qu'avec l'accord préalable des détenteurs des droits. [En savoir plus](#)

Terms of use

The ETH Library is the provider of the digitised journals. It does not own any copyrights to the journals and is not responsible for their content. The rights usually lie with the publishers or the external rights holders. Publishing images in print and online publications, as well as on social media channels or websites, is only permitted with the prior consent of the rights holders. [Find out more](#)

Download PDF: 14.03.2026

ETH-Bibliothek Zürich, E-Periodica, <https://www.e-periodica.ch>

Etude géologique et pétrographique de la partie inférieure du Val d'Hérens et du Val d'Hérémence (Valais)

Par *J.-M. Vallet*, Genève

Table des matières

Avant-propos	327
<i>Chap. I. Introduction</i>	328
§ 1. Situation géographique	328
§ 2. Historique	329
§ 3. Le problème dans son ensemble	330

Première partie

PETROGRAPHIE ET STRATIGRAPHIE

<i>Chap. II. Les „Schistes de Casanna“</i>	331
§ 1. Historique	331
§ 2. Age des „schistes de Casanna“	334
§ 3. Classification des „schistes de Casanna“	336
<i>Chap. III. „Schistes de Casanna inférieurs“</i>	339
A. Groupe des schistes	339
1. Schistes chlorito-séicitiques	339
2. Schistes séicitiques à pigments charbonneux	340
3. Schistes chloriteux	341
B. Groupe des gneiss	341
1. Gneiss chlorito-séicitiques porphyroblastiques	341
2. Gneiss chlorito-séicitiques peu ou pas porphyroblastiques	346
3. Gneiss chloriteux	346
4. Gneiss „aplitiques“	348
a) Type très fin	348
b) Type à structure granoblastique	348
c) Type pyriteux, passant aux gneiss séicitiques porphyroblastiques	349
5. Gneiss à clinozoïsite	350
6. Gneiss ocellés	351
C. Groupe des Amphibolites	352
1. Amphibolites monominérales	352
2. Amphibolites polyminérales	353

D. Groupe des roches prasinitiques	354
1. Ovardites s.str.	255
2. Ovardites séricitiques	357
3. Ovardites prasinitiques	358
4. Ovardites gneissiques (ou gneiss ovarditiques)	358
5. Prasinites s.str.	359
6. Prasinites gneissiques	361
E. Groupe des phyllites	361
1. Phyllites à porphyroblastes d'albite	362
2. Phyllites à chloritoïde	363
F. Autres types.	364
1. Quartzites épidotiques	364
2. Phyllites à tourmaline	365

Chap. IV. „Schistes de Casanna supérieurs“ 365

A. Groupe des schistes séricitiques et des grès schisteux	366
1. Schistes séricitiques du Montset	366
2. Schistes séricitiques et grès schisteux des Pointes d'Essertse	367
3. Grès et schistes séricitiques du Mont Loéré	367
a) Schistes séricitiques, avec alternances de phyllites chlorito-sé- ricitiques	367
b) Grès plus ou moins schisteux (parfois arkosiques)	368
B. Groupe des phyllites	370

Chap. V. Considérations générales sur l'ensemble des „schistes de Casanna“ . 371

§ 1. Minéraux des „schistes de Casanna“	371
A. Minéraux accessoires	371
1. Zircon	371
2. Apatite.	371
3. Tourmaline	372
4. Grenat	372
5. Sphène	372
6. Leucoxène	372
7. Rutile	373
8. Biotite	373
9. Vermiculite	373
10. Carbonate	373
B. Minéraux constitutifs principaux	374
1. Amphibole	375
2. Zoïsite et minéraux du groupe de l'épidote	335
3. Chlorite	375
4. Séricite.	376
5. Chloritoïde	376
6. Quartz	377
7. Orthose	378

8. Perthite	378
9. Albite	378
C. Minéraux opaques	379
1. Magnétite	379
2. Ilménite	379
3. Pyrite	379
4. Pyrrhotine	379
§ 2. Relations entre les différents minéraux	380
§ 3. Origine des „schistes de Casanna“ et de leurs roches vertes	381
§ 4. Albitisation	384
1. Age de l'albitisation	386
§ 5. Résumé des observations relatives aux „schistes de Casanna“	388
<i>Chap. VI. Permo-Carbonifère</i>	<i>389</i>
§ 1. Historique	389
§ 2. Classification des faciès du Permo-Carbonifère	389
A. Conglomérats et grès arkosiques de Tion	390
1. Les conglomérats	390
2. Grès arkosiques	391
a) Grès arkosiques gris	391
b) Grès arkosiques verts	392
B. Arkoses de Tion (ancien „orthogneiss de Tion“)	392
C. Grès conglomératiques et grès arkosiques d'Hérémence	394
D. Phyllites grises et grès phylliteux gris verdâtres	395
E. Phyllites noires et gris verdâtre, parfois „vermiculées“	396
1. Phyllites noires, „vermiculées“ ou non	397
2. Phyllites gris verdâtre „vermiculées“ ou non	399
3. Intercalations de grès feldspathiques	400
F. Permo-Carbonifère à faciès Verrucano	400
1. Phyllites, schistes chlorito-séricitiques, grès	401
a) Phyllites	401
b) Schistes chlorito-séricitiques	401
c) Grès feldspathiques gris	402
2. Grès feldspathiques zonés	403
3. Grès feldspathiques blancs	403
4. Grès feldspathiques calcaréo-dolomitiques et dolomies	404
5. Formations conglomératiques	405
G. Grès des Prasses	407
1. Grès séricitiques	407
2. Grès schisteux séricitiques	408
3. Schistes séricitiques (Permien?)	408
§ 3. Résumé des observations relatives au Permo-Carbonifère	409
Zone houillère axiale	410

<i>Chap. VII. Carbonifère productif</i>	410
§ 1. Historique	410
§ 2. Classification des faciès du Carbonifère	412
A. Roches conglomératiques	413
1. Conglomérats polygéniques	443
2. Grès conglomératiques	414
B. Grès	414
1. Grès feldspathiques	414
2. Grès ordinaires	415
C. Schistes	416
1. Schistes argileux noirs	416
2. Schistes „graphiteux“	417
3. Schistes ardoisiers	418
D. Charbon (Anthracite)	418
§ 3. Mode et mise en place des gisements de charbon	418
§ 4. Discordance entre le Carbonifère et le Trias?	420
§ 5. Sédimentation et tectonique	421
§ 6. Etude générale des courants électriques naturels liés au Carbonifère	421
A. Considérations générales	421
B. Centres de potentiel négatifs et centres de potentiel positifs. Schistosité, stratification et tectonique en fonction de la carte P.S.	424
§ 7. Résumé des observations relatives au Carbonifère de la zone interne	426
 <i>Chap. VIII. Trias</i>	 427
§ 1. Trias du synclinal des Chèques	427
A. Groupe des quartzites	427
B. Dolomies et calcaires dolomitiques	428
C. Cargneules	429
§ 2. Trias du synclinal de la Borgne (Trias „Bordier“)	431
A. Groupe des quartzites	431
1. Variétés conglomératiques	431
2. Quartzites proprement dits	432
B. Groupe des argilites (Trias inférieur)	434
1. Argilites proprement dites	434
C. Gypse (Trias inférieur)	437
1. Gypse conglomératique	437
D. Cargneules conglomératiques (Trias inférieur)	438
E. Calcaires (Trias moyen)	438
§ 3. Trias médian	440
§ 4. „Albitisation“ des formations triasiques	441
§ 5. Résumé des observations relatives au Trias	441

<i>Chap. IX. Schistes lustrés (Jurassique)</i>	442
§ 1. Faciès des schistes lustrés	442
§ 2. Age des schistes lustrés	443
§ 3. Résumé des observations relatives aux schistes lustrés	444
<i>Chap. X. Considérations générales sur l'ensemble du problème stratigraphique.</i>	444

Deuxième partie

TECTONIQUE

§ 1. Introduction	447
§ 2. Nappe des Mischabel (Historique)	448
§ 3. L'éventail de Bagnes dans la région du Val d'Hérens et du Val des Dix	449
§ 4. Tectonique entre la plaine du Rhône et la Crête de Tion	450
§ 5. Synclinal des Chèques	450
§ 6. Faux anticlinaux, faux synclinaux?	453
§ 7. Fenêtre d'Euseigne. Synclinal de la Borgne	454
§ 8. La tectonique des „schistes de Casanna“ et du Permo-Carbonifère	455
§ 9. La tectonique du Trias „médian“	457
§ 10. Considérations générales sur la tectonique	458
§ 11. Schistosité et stratification	460
§ 12. Cassures	461

Troisième partie

QUATERNAIRE, FORMATIONS RECENTES ET MORPHOLOGIE

§ 1. Quaternaire	462
§ 2. Formations récentes	465
§ 3. Morphologie	465
<i>Conclusions.</i>	466
Appendice (Analyses chimiques)	467
Bibliographie	468

PLANCHES

- I. Coupe détaillée à travers les „schistes de Casanna“.
- II. Carte géologique au 1 : 25.000 avec esquisse tectonique au 1 : 50.000.
- III. Profils géologiques au 1 : 15.000.
- IV. Schéma stratigraphique du Front pennique.
- V. Carte des potentiels électriques et interprétation tectonique au 1 : 10.000.
- VI. Photos.

Avant-propos

C'est en été 1946 que commencèrent, dans la partie inférieure du Val d'Hérens et l'Hérémence (front de la nappe des Mischabel), les recherches géologiques, pétrographiques et géophysiques qui font l'objet de ce travail. Sur la proposition du Professeur Ed. Paréjas et grâce à l'amabilité de M. le Professeur C. E. Wegmann, j'ai pu faire mes relevés géologiques sur un terrain qui lui est cher, puisqu'il y a lui-même travaillé quelque vingt ans auparavant.

La partie pétrographique, constituée par une étude détaillée de toutes les formations de la région, a été entreprise sous la direction de M. le Professeur M. Gysin. Je ne sais comment lui exprimer ma reconnaissance pour les conseils qu'il n'a cessé de me prodiguer tout au long de mes recherches parfois très ardues. En même temps, je voudrais y associer mon ami le Dr M. Vuagnat, chef des travaux, avec qui maints sujets furent discutés avec fruit. Quant à Mlle Inga Pardova, docteur ès Sc., assistante, elle a analysé avec grand soin plusieurs de mes roches. Qu'elle soit remerciée ici de sa patience.

Monsieur le Professeur Ed. Paréjas a dirigé les parties stratigraphique et tectonique de ce travail. Sa compétence bien connue en géologie alpine m'a été très utile et m'a ainsi permis d'aborder et de comprendre un sujet parfois très complexe.

Quant à la partie géophysique de mon travail, elle a déjà fait l'objet d'une publication que nous résumerons en traitant le Carbonifère. M. le Professeur Ed. Poldini a suivi avec autorité mes recherches sur les courants électriques naturels liés au Carbonifère. Qu'il soit ici remercié pour sa bienveillance et pour l'intérêt qu'il a porté à ce problème.

Je ne saurais oublier ni M. le Professeur Léon W. Collet, avec qui j'ai fait mes premières armes en géologie, ni MM. les Professeurs Aug. Lombard et A. Falconnier qui ont discuté avec moi les problèmes du Carbonifère.

M. le Dr R. Galopin, conservateur au Muséum d'Histoire Naturelle, a bien voulu m'accueillir et me conseiller pour l'étude des minéraux opaques. Qu'il en soit ici remercié.

De nombreux camarades de laboratoire m'ont accompagné sur le terrain. Ce sont L. Lanterno, A. Carozzi, E. Pictet, M. Jacquenoud et M. Stroehlé. Mais je mentionnerai plus particulièrement mon ami Jean-Yves-Jules Chereau, qui durant l'été 1947 m'a suivi fidèlement par monts et par vaux, ainsi que mon collègue et ami J.-J. Calame, étudiant les

territoires situés à l'W de notre terrain, qui doit être remercié pour les nombreuses observations encore inédites qu'il m'a communiquées.

Que ceux qui m'ont aidé d'une façon ou d'une autre dans l'élaboration de ce travail reçoivent ma reconnaissance. Je citerai mes amis R. Michel et J.-J. Ferrand.

Grâce à la Fédération suisse des Etudiants en Géologie, nous avons établi de bonnes relations avec mes collègues zurichois, en particulier R. Jäckli, avec qui j'ai pu confronter mes idées.

Je ne saurais oublier mes amis valaisans, avec qui mes relations furent toujours très cordiales. Parmi eux, je mentionnerai M. l'Abbé Aug. Pont, Curé de Salins, chez qui j'ai toujours trouvé bon accueil; la famille C. Genolet à Mâche; le gardien de la Cabane de la Matze à Tion¹).

Genève, décembre 1949.

Chapitre I

INTRODUCTION

§ 1. Situation géographique

Le territoire que nous avons étudié représente sur la carte nationale [164] une superficie d'une quarantaine de kilomètres carrés. Il est limité vers le S par le parallèle 110 (coordonnées de Berne) et au N par la plaine alluviale du Rhône richement cultivée. La crête séparant le Val d'Héremence du Val de Nendaz, l'Ojintse depuis Fini, et le méridien 592 le limitent à l'W, tandis qu'à l'E, la Dixence et la Borgne en forment la bordure. Un rapide coup d'œil sur la carte nous montre qu'une grande partie de ce terrain est recouvert par une abondante forêt, circonstance qui n'a pas facilité notre travail. En revanche, un bon réseau routier nous a permis de faire de rapides déplacements.

Pâturages, forêts et cultures remplacent trop souvent ce qui, pour le géologue, est indispensable: l'affleurement. En outre, les moraines déposées par les glaciers sont si épaisses que l'action destructrice des ruisseaux et des torrents n'a pas toujours été suffisante pour mettre à jour le soubassement. Nous n'avons guère à notre disposition que les grandes coupures d'érosion faites d'une part par les glaciers, d'autre part par la Dixence et la Borgne qui se jette dans le Rhône, après avoir taillé

¹) Thyon, sur les anciennes cartes Siegfried.

de profondes gorges dans la vallée suspendue d'Hérens. Il ne faudra donc pas s'étonner que nous nous exprimions avec toutes sortes de restrictions dans les considérations tectoniques.

Du point le plus haut, le Greppon Blanc (2713,1 m.), nous avons une vue d'ensemble magnifique non seulement sur le front pennique et l'éventail de Bagnes, mais encore sur les Hautes Alpes calcaires où se marque bien l'ensellement de Sion. Ce point culminant nous permet d'évaluer l'exiguïté de notre territoire et par là même nous avertit qu'il ne faudra pas tirer des conclusions trop générales à partir d'observations faites sur une si petite surface.

§ 2. Historique

Avant de parler de nos recherches, il est bon de faire connaissance avec ceux qui ont déjà visité la région en y faisant les premières observations géologiques. C'est pour nous une bonne leçon de modestie, car on s'aperçoit généralement qu'une trouvaille ou une observation que nous croyons encore inédite a déjà été mentionnée par l'un ou l'autre de nos prédécesseurs.

Reportons-nous donc à la fin du XVIII^e siècle. Un de nos compatriotes, H.-B. DE SAUSSURE [110], décrit déjà de façon pittoresque la vallée du Rhône dans un des récits réunis sous le titre de „Voyages dans les Alpes“. Cet observateur perspicace note que les couches plongent toutes vers le S de part et d'autre de la vallée entre Martigny et Brigue. Puis c'est B. STUDER [132] qui, en 1851, donne une description sommaire des environs de Sion, description qui sera reprise plus tard, en 1855, mais avec plus de détails, par H. GIRARD [62] dans ses „Promenades valaisannes“. Quelques années passent, et H. GERLACH donne une impulsion remarquable en tous points à la géologie alpine en publiant une série de travaux et de cartes géologiques [54, 55, 56, 157, 158] qui seront plus tard les bases de synthèses tectoniques. La précision de ces levés garde encore aujourd'hui toute sa valeur. H. GERLACH fut un véritable pionnier de la géologie alpine. Ses observations n'étaient pas influencées par une théorie, mais faites avec un esprit libre de toute idée préconçue. C'est ensuite M. LUGEON [85, 161], et spécialement E. ARGAND et R. STAUB qui, à plusieurs reprises font mention de la région frontale pennique. Puis C. E. WEGMANN [145], élève d'ARGAND, étudie la partie moyenne et inférieure du Val d'Hérens et du Val d'Hérémence, en s'arrêtant dans la région de Vex. C'est à lui que nous devons une des premières études

péetrographiques digne de ce nom, et surtout des profils tectoniques remarquables. Quant à la partie frontale proprement dite, elle a fait l'objet de nombreux travaux de détail exécutés dans la région carbonifère, chaque fois que la Suisse avait besoin de charbon, principalement durant les deux dernières guerres. C'est seulement en 1949 qu'AUG. LOMBARD a fait une sorte de synthèse générale [83] que nous discuterons plus loin. Il faudrait encore citer A. HEIM [70], H. SCHARDT [111, 112] et tous ceux qui, dans leurs traités concernant la Géologie de la Suisse, ont décrit notre territoire avec plus ou moins de détails.

Cette énumération un peu fastidieuse permet de se rendre compte que la partie frontale de la nappe des Mischabel (St Bernard) a été l'objet de nombreux travaux, mais qu'il manquait une sorte de travail d'ensemble coordonnant le tout. C'est, en somme, le but que nous nous étions proposé d'atteindre, car il ne fallait pas s'attendre à faire des découvertes sensationnelles dans une région si souvent parcourue. Notre thèse ne sera donc qu'une mise au point, une sorte de monographie malheureusement bien incomplète.

§ 3. Le problème dans son ensemble

Comme nous venons de le faire remarquer dans le paragraphe précédent, les grandes lignes tectoniques et péetrographiques sont déjà connues. La seule chose qui reste à faire est de reprendre complètement le problème. Nous avons donc essayé de faire une systématique des „schistes de Casanna“ et des autres formations, en tentant d'en tirer quelques conclusions quant à leur état actuel. Puis nous avons établi une stratigraphie de la région, que nous comparerons avec celles données dans différentes thèses récentes. Comme le Carbonifère a fait l'objet de nombreux travaux de détail, il nous a été suggéré de continuer les premiers travaux géophysiques en les coordonnant. Cette étude des courants électriques naturels nous a permis de raccorder avec plus de sûreté les différentes mines. Quant aux levés géologiques, ils ont été reportés sur la carte nationale au 1 : 25 000 [164] et pour la partie frontale au 1 : 10 000. Tous les documents, soit échantillons, coupes minces (plus de 400), relevés géologiques et géophysiques, sont déposés aux Instituts de Minéralogie, de Géologie et de Géophysique de l'Université de Genève.

Signalons encore que l'orthographe des noms géographiques est celle de la nouvelle carte nationale au 1 : 50 000 [164].

Première partie

PETROGRAPHIE ET STRATIGRAPHIE

„Ohne Petrographie, kein gesicherter
geologischer Fortschritt“.

R. STAUB [126].

La pétrographie et la stratigraphie formant un tout, nous étudierons successivement les grandes régions, soit : les „schistes de Casanna“ s. str., le Permo-Carbonifère, le Carbonifère productif, le Permien, puis pour terminer le Mésozoïque : Trias et Schistes lustrés.

Chapitre II

LES „SCHISTES DE CASANNA“

(Série pennique inférieure d'Argand [10])

§ 1. Historique

Le terme de „schistes de Casanna“ désigne toute une série de schistes cristallins, paradérivés, formant la plus grande partie de l'élément Saint-Bernard (IV) de la nappe des Mischabel, soit la zone interne de H. GERLACH. Mais avant d'en faire la description, voyons l'origine de cette dénomination.

Si l'on consulte la carte que B. STUDER [132] publia en 1851, on voit que les terrains situés sur la rive droite du Rhône sont considérés comme „Jurassique et Crétacé“, tandis que ceux de la rive gauche sont indiqués comme schistes et calcaires des formations paléozoïques des Alpes internes. C'est H. GERLACH [54, 56], qui introduisit l'expression „schistes de Casanna“ dans les Alpes pennines. Mais c'est G. THEOBALD [136] qui, le premier, décrivit en Engadine un complexe de roches schisteuses ou „halbcrystallinische“, situé entre des grès bigarrés et des gneiss. Ce sont des schistes argileux (Tonschiefer), des schistes micacés et des formations gneissiques. Pour B. STUDER, ces schistes, avec les schistes talqueux et chloriteux, sont les „vieux schistes“, appelés en partie schistes verts. H. GERLACH appelle „jeunes schistes métamorphiques“ les schistes chloriteux, les schistes talqueux et les schistes à hornblende, et „vieux schistes métamorphiques“ les calc-schistes micacés, les schistes micacés, les schistes talqueux et chloriteux. Ainsi une partie des schistes lustrés de la région d'Antigorio, plus métamorphiques que ceux du front pen-

nique, sont considérés comme anciens schistes. Les jeunes schistes se rencontrent dans la zone du Grand Combin, tandis que les vieux schistes forment dans notre région le „cristallin“, soit: les „schistes de Casanna“ proprement dits et le Permo-Carbonifère. GERLACH remarque lui-même que ceux qui se rapprochent le plus des „schistes de Casanna“ de G. THEOBALD sont les vieux schistes métamorphiques. Les vieux schistes de B. STUDER sont, pour H. GERLACH, les plus jeunes.

Comme l'a fait remarquer dernièrement R. STAUB [126], l'appellation de „schistes de Casanna“ a été étendue à toute une série de formations qui n'ont plus qu'une lointaine parenté avec celles que G. THEOBALD a décrites (soit les „Quarzphyllit“). La chose est facile à comprendre, puisqu'au siècle passé on ne faisait pas de diagnoses microscopiques. C'est L. DUPARC [40, 41, 43] et ses collaborateurs qui, les premiers, remarquant cette lacune, décrivent un certain nombre de types caractéristiques prélevés dans le Val d'Hérens et le Val de Bagnes. R. STAUB [119] en 1915 publie une vraie systématique des „schistes de Casanna“ dans la région du massif de la Bernina. Il les divise en „Normalschiefer“ et „anormale Schiefer“. La première catégorie est caractérisée par une structure cristalloblastique, très souvent blastopsammitique ou blastopélitique, parfois cataclastique et mylonitique. L'albite est l'élément principal. On y trouve les gneiss albitoséricitiques, les gneiss albitochloriteux; par diminution de la proportion d'albite, on passe à des épi-quartzites. En font encore partie des gneiss graphiteux et des phyllites graphiteuses, etc. La deuxième catégorie est subdivisée en „schistes de Casanna“ à composition anormale et en „schistes de Casanna“ à structure anormale. Elle comprend toute une série de roches qui ont subi des transformations dues en partie à la présence de roches éruptives.

Avant de passer à l'examen des nombreuses études de détail qui ont été faites dans le Valais, notons un phénomène curieux: le col de Casanna (N de Poschiavo), reliant l'Italie à la Suisse, se trouve en plein dans des formations actuellement considérées comme austro-alpines [163]. En effet, au col même, l'élément dominant est représenté par les orthogneiss et les paragneiss de Casanna et de la masse de Casanella, puis par les paraschistes du Val Federia. Tout cela fait partie du cristallin de la nappe de Languard. Ce cristallin fait partie de la nappe de Campo s. l. et par là même de l'Austro-alpin moyen. De plus, les „schistes de Casanna“ que R. STAUB [119] a décrits dans le massif de la Bernina font partie de la masse entourant le cristallin de la nappe du même nom, donc de l'Austro-alpin inférieur, équivalant à la série inférieure de la Dent Blanche [123]. Comme on le voit, il est regrettable que l'appellation de „schistes

de Casanna“ désigne aussi des paraschistes formant la masse de l'élément Saint-Bernard, qui, elle, appartient au Pennique moyen [123, 125].

Parmi les monographies locales concernant les „schistes de Casanna“ valaisans, considérés comme faisant partie d'une série compréhensive par P. TERMIER [134, 135] et E. ARGAND [4, 10], nous avons T.-J. WOYNO [153] qui, en 1919, décrit ces formations dans la partie moyenne du Val de Bagnes, puis H. TSCHOPP [137], en 1923, qui travailla dans la partie supérieure de ce val. Ces deux élèves de GRUBENMANN s'efforcent — en se basant principalement sur la composition chimique des roches, — de trouver l'origine de ces schistes caractérisés par une grande quantité de glaucophane. En 1920, c'est A. DIAS [39], dont le travail est malheureusement entaché d'erreurs, surtout en ce qui concerne la détermination des feldspaths, qui étudie une partie du Val d'Hérens. Cet auteur retrouve trois zones, dont une à orthose, qu'il place dans la mésozone de GRUBENMANN [64]. En fait, les roches qui la constituent ne sont autres que des arkoses permo-carbonifères. En 1923, C. E. WEGMANN [144, 145], suivant l'exemple de F. HERMANN [71], reprend l'étude détaillée du Val d'Hérens tant au point de vue géologique que pétrographique. Il subdivise les „schistes de Casanna“ en deux formations d'âge différent: les „schistes de Casanna inférieurs“, comprenant eux-mêmes trois séries (de la Garde, de Mâche et d'Eison), caractérisées par la présence de roches vertes, d'albite et de chlorite; les „schistes de Casanna supérieurs“, plus jeunes, ne contiennent pas de roches vertes et moins d'albite et de chlorite.

Dans le Val d'Anniviers, nous avons les travaux de J. SIGG [117], sur la Bella-Tolla et la région de St-Luc, puis ceux de E. HALM [68] dans la partie supérieure de ce val. J. SIGG divise ces formations en faciès et subfaciès, tandis que E. HALM distingue, à la Pointe de Zirouc, cinq zones caractéristiques qu'il peut suivre facilement et que F. GILLIERON [57] retrouvera près du Kaltenberg, dans le Val de Tourtemagne, en y ajoutant une sixième zone. Ces trois travaux de pétrographes vont servir de base aux géologues qui ont entrepris ces dernières années une série de relevés dans la zone du Grand Combin. Nous voulons parler de E. GÖKSU [63], A. GÜLLER [65], E. WITZIG [152], W. B. ITEN [76], A. de SZEPESY SCHAUREK [153]. Beaucoup plus près de notre territoire, R. CHENEVAL [28, 29, 31] publie en 1947 une étude sur la mine de Pra Jean et ses environs; dans la partie pétrographique, il reprend les déterminations fantaisistes de A. DIAS en les corrigeant.

Si, dans l'ensemble, les grandes subdivisions se retrouvent chez les divers auteurs, il n'en est pas de même dans le détail. En effet, les „schistes de Casanna“ ont subi de telles transformations depuis leur dépôt, qu'il

est difficile d'en faire une systématique qui puisse servir de base à leur étude générale. Il suffit, par exemple, de comparer les collections de J. SIGG et de R. CHENEVAL pour se rendre compte que, d'une région à l'autre, il y a de grandes différences. Comme nous le verrons plus loin, les „schistes inférieurs“ de Pra Jean sont plus métamorphiques et différent sensiblement de ceux que nous avons étudiés dans notre territoire. Il ne faudra donc pas s'étonner si, de notre côté, nous sommes obligé de faire une systématique dont l'intérêt ne sera que local.

§ 2. Age des „schistes de Casanna“

Les „schistes de Casanna“ étaient jusqu'à ces derniers temps considérés comme paléozoïques, malgré l'absence de fossiles. Dans la région valaisanne, c'est E. ARGAND qui le premier s'occupa de l'âge et du métamorphisme [3] de ces formations. A plusieurs reprises [4, 7, 9, 10], il montre qu'il y a passage vertical au Trias et passage latéral de ces schistes à des formations plus jeunes, passages que H. GERLACH [54] avait observés auparavant. La partie supérieure de ce complexe est, pour E. ARGAND, du Trias inférieur, car il note des alternances indiquant l'origine d'une nouvelle sédimentation, celle des quartzites du Trias; quant à la partie inférieure, elle est paléozoïque. Pour GB. DAL PIAZ [36] et W. STAUB [126], il n'y a pas de passage aux formations plus jeunes, mais discordance.

C'est à C. E. WEGMANN [145], comme nous l'avons vu, que l'on doit la subdivision des „schistes de Casanna“ en „inférieurs“ et „supérieurs“. Pour lui, le complexe inférieur est anté-Carbonifère et Carbonifère, car il y trouve des pigments charbonneux, tandis que les „schistes de Casanna supérieurs“ vont du Carbonifère à la base du Trias (nous retrouvons ici l'idée d'E. ARGAND).

Disons tout de suite que si cette subdivision est utile au point de vue pétrographique, elle nous semble un peu arbitraire quant à l'âge.

La présence de roches vertes et d'albite de néoformation donne un aspect plus métamorphique aux „schistes de Casanna inférieurs“, qui disparaît, avec les roches vertes, dans les „schistes de Casanna supérieurs“.

T. J. WOYNO [153] et H. TSCHOPP [137] considèrent ces formations comme paléozoïques.

Suivant l'idée de H. E. CORNELIUS [33], R. STAUB et ses élèves pensent que les „schistes de Casanna“, dans le Valais comme les Grisons, sont très anciens. R. STAUB [126] les compare à des formations du même type que l'on trouve autour des Alpes et des massifs alpins, et à des

roches du bouclier baltique. Pour cet auteur, les „Quarzphyllit“ de G. THEOBALD [136] doivent être considérées comme jotniennes. Un même complexe se rencontre dans les Alpes Carniennes, sous des formations siluriennes fossilifères. Les „schistes de Casanna“ qui contiennent de la biotite et beaucoup d'albite sont plus anciens que les „Quarzphyllit“ de G. THEOBALD et sont d'âge Calévien-Jatulien. La série des „vieux marbres“ occupe la base du Jotnien, mais principalement le Calévien-Jatulien. La présence de pyroxènes dans certaines formations (Quartzites de Murette) en fait du Bothnien. Par le fait que la série des „vieux marbres“ (série de Valpelline par exemple) repose sur différentes formations, on peut en déduire qu'il y a eu une grande discordance. La limite de ces subdivisions n'a été que faiblement estompée par le métamorphisme alpin. La présence de Hälleflinta dans les „schistes de Casanna“ (C. E. WEGMANN) est un argument puissant pour R. STAUB, puisqu'on en trouve dans le Jotnien baltique.

En résumé, pour R. STAUB l'ensemble des „schistes de Casanna“ est antépaléozoïque, et il existe une nette discontinuité entre eux et le Trias. Seuls les schistes sans biotite et albite doivent être considérés comme „schistes de Casanna“, la biotite étant considérée comme démontrant la présence de formations plus métamorphiques, donc plus anciennes.

Nous ne pensons pas que l'hypothèse de R. STAUB soit exacte, tout au moins dans la région que nous avons étudiée. Les profils géologiques (P. III) et la planche stratigraphique (Pl. IV) vont nous permettre de discuter notre point de vue.

Partons des quartzites permo-triasiques situés au N. du Mont Loéré. Là nous passons de bas en haut, sans discontinuité, aux grès arkosiques alternant avec des schistes séricitiques; puis, après avoir dépassé les schistes séricitiques de la partie S du Mont Loéré, nous trouvons des schistes un peu plus verts (plus forte teneur en chlorite), passant aux gneiss à porphyroblastes d'albite du Mondra. Nous retrouvons ces gneiss, accompagnés d'un peu de schistes séricitiques du type Essertse-Mont Loéré, sous le synclinal des Chèques, à l'E de l'Alpe d'Essertse. Ces roches passent à leur tour à des types plus riches en albite et chlorite, où sont intercalées des roches vertes, puis au complexe des „schistes de Casanna inférieurs“, d'apparence plus métamorphique, mais analogue à celui des „schistes de Casanna supérieurs“, non albitisés.

Le même passage en verticale des quartzites permo-triasiques à des formations plus anciennes (Permo-Carbonifère) se voit aussi nettement le long d'un ruisseau descendant du glissement de terrain situé au N d'Hérémence. Au bord de la route cantonale de Vex à Euseigne (point

944), on voit déjà que ces quartzites deviennent plus séricitiques, mais toujours compacts; puis, en remontant la rive gauche du ruisseau, elles disparaissent pour faire place à des bandes de grès de quelques centimètres de puissance, alternant avec des schistes, le tout passant vers le haut à des formations plus grossières, soit les grès arkosiques et conglomératiques d'Hérémence, qui sont permo-carbonifères.

L'hypothèse de R. STAUB, valable peut-être pour les Grisons, ne se confirme pas sur notre territoire. Nous pensons que les „schistes de Casanna“ sont en grande partie permo-carbonifères, et bien que leur base, mal définie, puisse être très ancienne. L'argument consistant à dire — comme R. STAUB et C. E. WEGMANN — que les roches les plus métamorphiques sont les plus anciennes, est contestable. Il suffit de voir comment le métamorphisme a transformé les roches mésozoïques dans la région des nappes simplio-tessinoises et de les comparer avec les schistes lustrés frontaux pour s'en rendre compte. H. GERLACH [56] s'y était laissé prendre et en avait fait deux formations d'âges nettement différents.

Il va de soi que le métamorphisme n'est pas toujours fonction de l'âge des formations, mais surtout de leur position tectonique.

§ 3. Classification des „schistes de Casanna“

Les „schistes de Casanna“ n'affleurent que dans la partie méridionale de notre terrain, soit dans le périmètre s'étendant de la Crête de Tion au Montset et de la Dixence au Montset (voir la Carte géologique Pl. II). Cette région, recouverte de moraines, d'éboulis, de forêts et de vernes, n'est pas riche en affleurements; il n'est malheureusement pas possible de suivre sur le terrain un banc conducteur, comme a pu le faire E. HALM à la Pointe de Zirouc. Nous verrons plus bas que ces formations sont constituées par une série d'alternances de divers termes; de ce fait, on ne peut pas être certain de suivre toujours le même niveau repère. Nous avons dû nous contenter de dessiner des itinéraires (voir Pl. I) le long de ruisseaux. Nous insistons spécialement sur le terme itinéraire, car en fait ces profils passant à travers les „schistes de Casanna“ ne sont rien d'autre qu'une reconstitution basée sur un échantillonnage plus ou moins serré souvent interrompu par la moraine et les éboulis. Malgré ces interruptions, l'aspect caractéristique de ces formations métamorphique est l'alternance.

Les „schistes de Casanna“, pris dans leur ensemble et vus à une certaine distance, ont une patine uniforme, gris rouille verdâtre. Ils sont

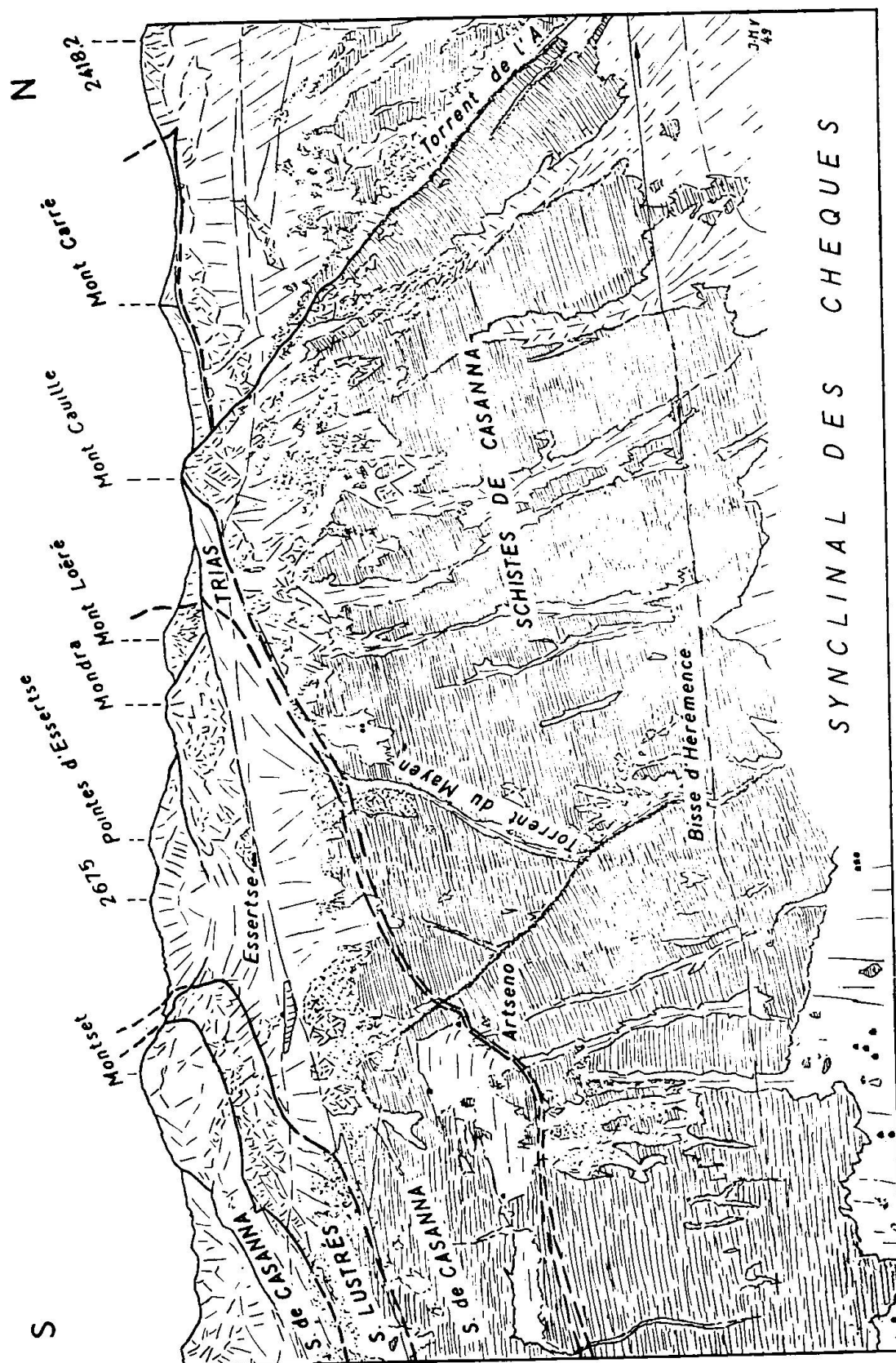


Fig. 1. Synclinal des Chèques vu du versant W du Mont Seppé.

fortement disloqués, diaclasés, si bien qu'il est difficile de se faire une idée de leur allure générale.

Quelle est leur position dans l'édifice tectonique? Ils se trouvent de part et d'autre du synclinal des Chèques (fig. 1), un des éléments de l'éventail de Bagnes. Le flanc N de ce synclinal (voir profil Pl. III) est constitué principalement par les „schistes de Casanna inférieurs“, tandis que le flanc S comprend plus spécialement les „schistes de Casanna“ du type „supérieur“.

La classification que nous allons donner est fondée sur la composition minéralogique et sur les structures, sans nous occuper pour le moment de questions d'origine, qui seront traitées plus tard. Les subdivisions en séries de La Garde, d'Eison et de Mâche n'ont pas été retenues. Les limites entre ces groupes sont indistinctes et de ce fait, arbitraires.

Classification des „schistes de Casanna“

„SCHISTES DE CASANNA INFÉRIEURS“

A. Groupe des schistes:

1. Schistes chlorito-séricitiques.
2. Schistes séricitiques à pigments charbonneux.

B. Groupe des gneiss:

1. Gneiss chlorito-séricitiques porphyroblastiques.
2. Gneiss chlorito-séricitiques peu ou pas porphyroblastiques (type Mondra).
3. Gneiss chloriteux.
4. Gneiss „aplitiques“ blancs.
 - a) Type très fin.
 - b) Type à structure granoblastique.
 1. Avec pyrite donnant un aspect moucheté à la roche.
 2. Sans pyrite.
 - c) Type passant aux gneiss séricitiques porphyroblastiques avec pyrite.
5. Gneiss à clinozoïsite.
6. Gneiss ocellés.

C. Groupe des amphibolites:

1. Amphibolites monominérales.
2. Amphibolites polyminérales.

D. Groupe des roches prasinitiques:

1. Ovardites s. str.
2. Ovardites séricitiques.
3. Ovardites prasinitiques.
4. Prasinites s. str.
5. Ovardites gneissiques.
6. Prasinites gneissiques.

- E. Groupe des phyllites:
 - 1. Phyllites à porphyroblastes d'albite.
 - 2. Phyllites à chloritoïde.
- F. Autres types:
 - 1. Quartzites épidotiques.
 - 2. Phyllites à tourmaline.

„SCHISTES DE CASANNA SUPERIEURS“

- A. Groupe des schistes séricitiques et grès schisteux:
 - 1. Schistes séricitiques du Montset.
 - 2. Schistes séricitiques et grès schisteux des pointes d'Essertse.
 - 3. Grès et schistes séricitiques du Mont-Loéré.
 - a) Grès séricitiques, avec alternances de phyllites chlorito-séricitiques.
 - b) Grès plus ou moins schisteux (parfois arkosiques).
- B. Groupe des phyllites.

Chapitre III

„SCHISTES DE CASANNA INFERIEURS“

Ce sont principalement des gneiss porphyroblastiques accompagnés de schistes et surtout d'une série variée de roches vertes. Selon C. E. WEGMANN, l'âge de ce complexe est Anté-houiller et Carbonifère.

Disons, avant de commencer nos diagnoses, que nous nous sommes basé sur A. N. WINCHELL [150] pour la détermination des minéraux, sur L. DUPARC et M. REINHARD [42] pour celle des feldspaths; pour les structures et les questions générales concernant les schistes cristallins, sur U. GRUBENMANN et P. NIGGLI [64] et sur P. NIGGLI [92].

A. Groupe des schistes

1. Schistes chlorito-séricitiques

Ce sont des roches assez rares qui forment seulement une toute petite partie des „schistes de Casanna inférieurs“. On les rencontre principalement au S de la Crête de Tion, entre l'Etherolla (2418,2 m.) et le point 2453, et sur le chemin partant de l'Alpe de Tion en direction d'Essertse juste après le dernier affleurement d'arkoses de Tion.

Un des prototypes a été prélevé au deuxième affleurement de „schistes de Casanna“, sur le chemin dont il vient d'être fait mention.

La texture est fortement schisteuse, avec plan de clivage plus ou moins satiné et couleur gris brillant.

Structure: Granoblastique et lépidoblastique.

Minéraux constitutifs:

Quartz: Très abondant en petits grains groupés en amas granoblastiques ou en traînées.

Séricite: En petites écailles lépidoblastiques plus ou moins alignées suivant les plans de clivage et soulignant les plissotis de la roche.

Chlorite: Vert-pâle, généralement moins abondante que la séricite, mais intimement associée à cette dernière.

Minéraux accessoires:

Albite: Liée au quartz sous forme de petits grains, très rarement de porphyroblastes. Ces plages ne contiennent que peu d'inclusions mutuelles.

Zircon, apatite, grenats et un peu de sphène leucoxénisé, complètent la composition de la roche.

On trouve encore un peu de pyrite en voie de limonitisation, qui donne alors à la roche une couleur rouille caractéristique.

Dans les échantillons récoltés sur la Crête de Tion, aux endroits mentionnés plus haut, on peut observer sous le microscope de petits amas quartzo-albitiques où le feldspath présente des lamelles de macles polysynthétiques selon la loi de l'albite.

Dans l'ensemble ces roches sont peu métamorphiques et semblent dériver d'anciens grès argileux.

En gros, ces schistes sont répartis autour de la masse des „schistes de Casanna inférieurs“ qui forment la partie N du synclinal des Chèques. Ceux de la région de la Crête de Tion se prolongent parallèlement à la schistosité vers le bas, en direction du chemin allant à l'Alpe d'Essertse où on les retrouve.

2. Schistes séricitiques à pigments carbonneux

Aux schistes de la variété 1) on peut adjoindre ces schistes séricitiques faiblement chloriteux, mais de couleur noire due à la présence de matière carbonneuse. A la place de la chlorite, on trouve parfois une biotite décolorée (sorte de vermiculite). L'albite est rare et se présente en porphyroblastes. Chauffées à haute température, ces roches se décolorent par combustion de la matière carbonneuse. On peut encore y observer quelques grains de tourmaline. Il se peut que ce niveau soit l'équivalent des phyllites carbonneuses signalées dans d'autres régions par H. TSCHOPP [137], E. HALM [68], F. GILLIÉRON [57].

On le rencontre en un seul endroit, sous le Mont Cauille (2302,7 m.), en deux bandes minces (quelques dizaines de centimètres et même moins), voisinant avec des roches prasinitiques (voir profil b de la Pl. I).

3. Schistes chloriteux

C'est une roche très rare, que nous n'avons rencontrée qu'une seule fois, dans le torrent de Prolin (profil c de la Pl. I).

La roche a une texture schisteuse; elle est de couleur vert foncé.

Structure: Granoblastique et lépidoblastique.

Minéraux constitutifs:

Quartz: En amas compacts granoblastiques, simulant à s'y méprendre des „yeux“ d'albite.

Chlorite: En fines paillettes très serrées et aussi en amas. Fort pléochroïsme: np vert-jaune, ng jaune-vert, positive, avec des teintes de dispersion gris-vert bleuté.

Minéraux accessoires:

Apatite: Quelques grains; carbonate éparpillé en plages dans la roche, avec quelques inclusions de quartz; sphène très rare, seulement quelques grains dans le feutrage chloriteux.

En résumé, le groupe des schistes est essentiellement composé de schistes chlorito-séricitiques localisés principalement dans les parties périphériques de la masse des „schistes de Casanna inférieurs“, comme on peut s'en rendre compte sur les profils géologiques. L'albite est très rarement présente, parfois en porphyroblastes, mais le plus souvent en petits grains liés au quartz, et quelquefois maclée selon la macle polysynthétique de l'albite.

B. Groupe des gneiss

Tandis que les schistes forment seulement une faible partie des „schistes de Casanna inférieurs“, les gneiss en revanche en constituent la masse principale.

Nous appellerons gneiss toutes les roches qui contiennent de l'albite et du quartz comme éléments constitutifs.

Nous les avons divisés en six variétés, dont les deux premières constituent à elles seules presque l'ensemble du groupe, de sorte que les quatre dernières ne sont en fait que des termes de passage ou des raretés.

1. Gneiss chlorito-séricitiques porphyroblastiques

L'expression „chlorito-séricitique“ ne veut pas forcément dire que la chlorite est plus abondante que la séricite; en fait les proportions de ces deux phyllites sont très variables.

Sur les profils a, b et c de la Pl. I, nous avons reporté deux sortes de gneiss porphyroblastiques, ceux qui montrent à l'oeil nu une allure

ocellaire bien marquée, avec des porphyroblastes d'albite noirs ou gris sombre, et ceux qui sont aussi ocellaires, mais qui ont des porphyroblastes d'albite blancs. C'est une subdivision fondée sur une distinction un peu subtile, mais suffisamment nette lorsqu'on a un peu l'habitude de ces roches. Sous le microscope elles sont identiques. On peut expliquer le fait que l'albite est noire par la présence d'abondantes inclusions de minéraux colorés, tels que la chlorite, qui font pratiquement défaut dans les porphyroblastes d'albite blancs.

Ces gneiss chlorito-séricitiques porphyroblastiques sont des roches à faciès assez spécial, formant la majeure partie de la zone représentée sur la carte géologique (Pl. II) par le figuré des „schistes de Casanna inférieurs“.

Leur texture est variable, schisteuse ou plus ou moins massive. Leur couleur va du gris clair au gris sombre, suivant la proportion des éléments phylliteux qui la constituent. Les plans de schistosité ou de clivage sont parfois gaufrés, avec un éclat lustré. Sur la tranche, les porphyroblastes d'albite sombres ou blancs offrent une structure ocellaire fine ou grossière, parfois aussi bien développée que celle des prasinites et des ovaridites. La présence de pyrite en voie de limonitisation donne une patine rousse à la roche. Si les sulfures sont abondants, on peut avoir en surface de véritables fahlbandes caractérisées par leur couleur brune.

Structure: Hétérogène, comprenant à la fois les structures porphyro-granolépidoblastiques.

Minéraux constitutifs:

Albite: Presque pure (0 à 6% d'An), poecilitique, localisée dans les parties lépidoblastiques (chlorite, séricite). En forme d'„yeux“ plus ou moins allongés suivant le plan de schistosité, à contours plus ou moins réguliers, parfois sinueux, avec des inclusions de séricite, chlorite et surtout de quartz qui s'alignent suivant le grand diamètre des porphyroblastes. Cet alignement coupe, dans des positions quelconques, les clivages et les macles de l'albite (fig. 2 et 3).

Certains porphyroblastes donnent l'impression d'avoir pivoté. On peut encore retrouver l'albite en petits grains liés au quartz dans les parties granoblastiques de la roche. Mais généralement l'albite est localisée dans les parties phylliteuses de la roche, comme le montre la photo de l'Ech. 332 (Pl. VI). Certains porphyroblastes paraissent être en voie de formation; leurs contours sont fortement sinueux. Les porphyroblastes d'albite peuvent atteindre 1 mm. à 5 mm. de diamètre maximum. La moyenne est de 1 mm. à 2 mm.

Quartz: Soit en gouttelettes (inclusions) dans l'albite, allongées suivant le grand diamètre de ce minéral, soit en grains séparés par des paillettes isolées de chlorite et de séricite dans la partie granoblastique de la roche. Souvent en filonnets ou en traînées lenticulaires alternant avec des lits phylliteux à porphyroblastes d'albite (photo Ech. 332 Pl. VI) lorsque l'étirement de la roche est assez poussé. Parfois associé au carbonate (calcite).

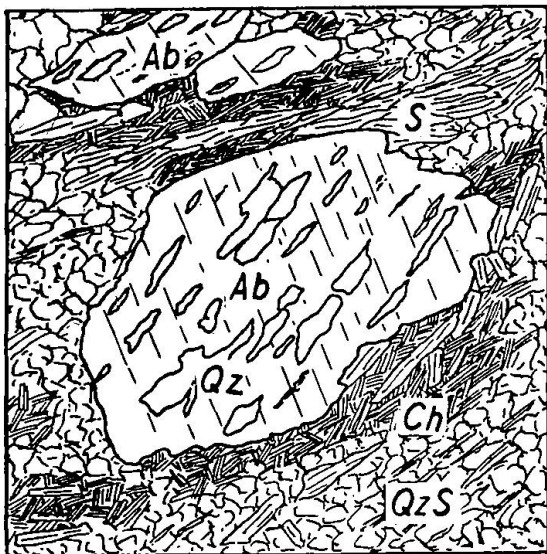


Fig. 2. Gneiss chlorito-séricitique porphyroblastique (Ech. 292). Porphyroblaste d'albite avec inclusions orientées plus ou moins suivant le grand diamètre du cristal et coupant les clivages suivant un angle quelconque. Masse de fond quartzo-chlorito-séricitique. Ab: albite; S: séricite; Qz: quartz; Ch: chlorite; QzS: quartz-séricite. Grossissement 42 fois.

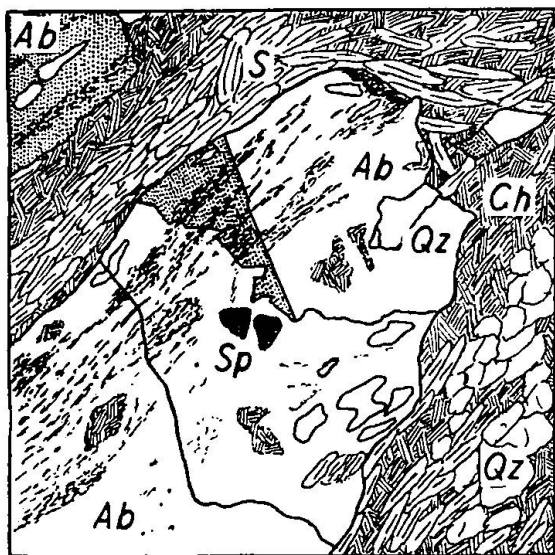


Fig. 3. Gneiss chlorito-séricitique porphyroblastique, montrant un porphyroblaste d'albite constitué par plusieurs éléments dont un est maclé. Les inclusions traversent aussi bien les différents éléments que la macle. (Ech. 182). Ab: albite; S: séricite; Ch: chlorite; Qz: quartz; Sp: sphène. Grossissement 32 fois.

Séricite: Formant un feutrage parfois plissoté, en écailles plus ou moins bien développées. La proportion de séricite varie; elle est généralement répartie d'une façon irrégulière, en amas avec des porphyroblastes, en trainées avec aussi des feldspaths ou encore en paillettes isolées dans les parties granoblastiques. Les fines paillettes remplacées par des lamelles plus grandes, se prêtent à l'identification de la muscovite.

Chlorite: Élément phylliteux intimement lié à la séricite. Pléochroïsme: np vert-jaune, ng jaune-vert. Signe optique: positif. Pléochroïsme et signe optique sont parfois inversés. Teintes de dispersion: bleu foncé violacé, parfois brun foncé. C'est la teinte bleu foncé violacé qui prédomine. La chlorite peut être isotrope.

Remarque: Tous les minéraux qui viennent d'être cités peuvent être des éléments subordonnés. On peut y ajouter parfois le carbonate.

Carbonate: En amas avec des grains de quartz à l'intérieur; en veinules pénétrant dans les feldspaths, et parfois en rhomboèdres isolés, ou en plages allotriomorphes; généralement dans les fissures des minéraux. Certains gneiss en sont complètement dépourvus. Parfois les plages sont entourées d'oxydes de fer.

Minéraux accessoires:

(Il va de soi qu'ils ne sont pas tous présents à la fois)

Apatite: Très répandue, en grains allotriomorphes, répartis principalement dans le feutrage, mais aussi parfois dans les porphyroblastes.

Grenat: De couleur rose, à contours géométriques bien marqués, présent plus spécialement dans les porphyroblastes d'albite, parfois aussi dans les feutrage; souvent en voie de chloritisation; gardant malgré cela leurs formes géométriques.

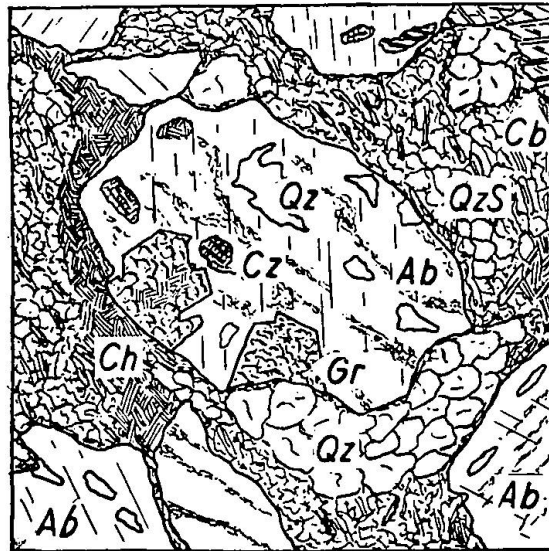


Fig. 4. Gneiss chlorito-séricitique porphyroblastique, montrant un porphyroblaste d'albite contenant deux grenats dont la croissance s'est arrêtée au bord du cristal. (Ech. 254). Ab: albite; Qz: quartz; QzS: quartz-séricite; Ch: chlorite; Gr: grenat;

Cz: clinozoisite; Cb: carbonate (calcite). Grossissement 31 fois.

L'ancien grenat est alors remplacé par de fines paillettes de chlorite qu'accompagnent parfois de minces écailles de biotite. On peut observer que certains grenats se développent seulement dans l'albite et arrêtent leur croissance sur les bords de ce minéral (fig. 4).

Tourmaline: En grains allotriomorphes ou idiomorphes, avec pléochroïsme brun-bleu à vert bouteille, se localisant dans le feutrage. Sa présence implique presque toujours la présence d'apatite qui, elle, peut se développer à l'intérieur des grains de tourmaline.

Sphène, leucoxène et rutile: Pas toujours ensemble.

Des trois, c'est le sphène qui est le plus abondant, en grains parfois fusiformes, soit éparpillés dans la roche, soit en traînées, très souvent leucoxénisé. Du sphène leucoxénisé partent des aiguilles de rutile très fines et semi-opaques (fig. 5)

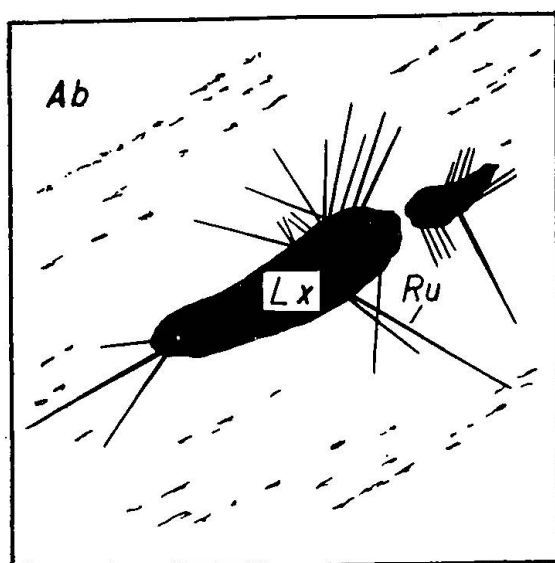


Fig. 5. Leucoxène avec aiguilles de rutile dans un porphyroblaste d'albite. (Ech. 160). Ab: albite; Lx: leucoxène; Ru: rutile. Grossissement 200 fois.

Amphibole: Hornblende en petits amas ou sections disséminées.

Clinozoïsite: En traînées dans la roche.

Biotite: Minéral parfois subordonné, associé aux éléments phylliteux et généralement en voie de chloritisation.

Zircon: En très rares grains.

Il faut encore noter la présence de traînées noires, constituées par de petits grains jaunâtres en lumière réfléchie.

Pyrite: En voie de limonitisation.

En résumé, si nous avons pu à l'oeil nu subdiviser les gneiss chlorito-séricitiques en gneiss à porphyroblastes d'albite sombre et en gneiss porphyroblastiques à albite blanche, sous le microscope cette distinction disparaît.

Dans ces gneiss, la tourmaline peut parfois se développer sous forme de prismes visibles à l'oeil nu, comme dans la région des Pouisses.

2. Gneiss chlorito-séricitiques peu ou pas porphyroblastiques

On les rencontre dans les „schistes de Casanna inférieurs“ et „supérieurs“ de WEGMANN, soit dans la région du Mondra, sous le synclinal des Chèques, soit en divers endroits dans la masse même des „schistes de Casanna inférieurs“ (voir profils a, b, c, Pl. I).

Dans la région du Mondra, où se trouvent les prototypes, ils sont facilement repérables, car la présence de chlorite rend la roche plus sombre, la faisant ainsi se détacher sur un ensemble de formations plus claires.

Leur texture est plus ou moins schisteuse et ils présentent sur la tranche quelques rares porphyroblastes d'albite. Leur couleur est gris verdâtre, plus ou moins satinée sur les plans de clivage. Comme ils ressemblent en beaucoup de points aux gneiss que nous venons de décrire, nous résumerons leur diagnose.

Structure: Généralement granoblastique et lépidoblastique, parfois porphyroblastique.

Minéraux constitutifs:

Albite: 0 à 2% d'An, parfois maclée; en petits grains associés au quartz dans la masse granoblastique et se développant parfois en porphyroblastes à contours fortement sinueux, avec inclusions de quartz quelquefois anguleuses.

C'est par l'habitus en grains de l'albite et non en porphyroblastes que ces roches se différencient des précédentes.

Quartz, séricite, chlorite en moindre quantité.

Minéraux accessoires:

Carbonate, apatite, tourmaline, sphène, leucoxène, rutil et pistazite répartis de la même façon que dans les gneiss porphyroblastiques.

Par la suppression presque totale de l'albite, on passe progressivement aux schistes chlorito-séricitiques qui se trouvent au col situé entre le Mont-Loéré et les Pointes d'Essertse.

3. Gneiss chloriteux

Ces gneiss sont assez rares et se trouvent localisés en bordure de la masse des „schistes de Casanna inférieurs“ en contact avec les anciens orthogneiss de Tion. Ce sont des roches à texture schisteuse, parfois

zonée de couleur vert foncé, plus ou moins satinée sur les plans de schistosité.

Structure: Granoblastique et lépidoblastique, généralement très fine.

Minéraux constitutifs:

Chlorite: En fines écailles; signe optique positif, parfois négatif; pléochroïsme jaune-vert et vert-jaune et teintes de dispersion gris-vert bleuté à brun foncé. Parfois très abondante, entourant les éléments leucocrates.

Albite: 0 à 1% d'An; jamais en porphyroblastes mais en petits grains limpides, parfois maclée, intimement associée au quartz lorsque celui-ci est abondant.

Quartz: Lié à l'albite, en petits grains ou aussi en inclusions et parfois en agrégats lenticulaires.

Minéraux accessoires:

Séricite: Très rare, en fines paillettes associées à la chlorite, nettement postérieure à cette dernière.

Sphène: Plus ou moins abondant, réparti spécialement dans le feutrage.

Apatite: Quelques grains.

Carbonate: En plages isolées.

Clinozoïsité: En rares petits grains.

Pyrrhotine (?): En grains très petits et nombreux, et peut-être de l'ilménite.

Nous avons trouvé dans ces roches des lentilles d'albite formées de plusieurs éléments maclés (comme le montre la fig. 6) et qui font penser

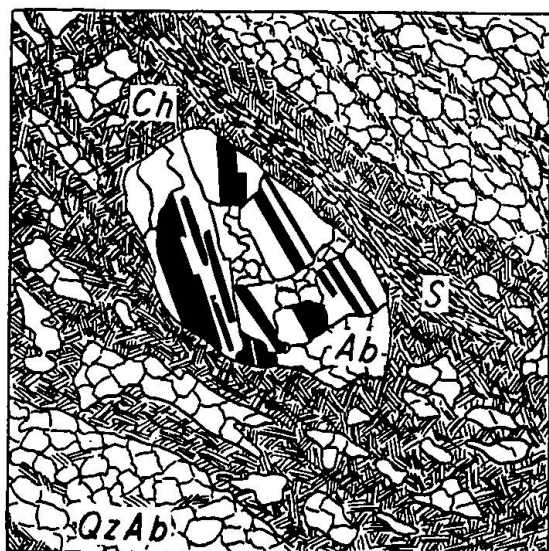


Fig. 6. Gneiss chloriteux montrant dans le feutrage de chlorite une lentille constituée par une série de plages d'albite à macles polysynthétiques, ce qui peut être éventuellement un reste de structure. (Ech. 51). Ab: albite; S: séricite; Ch: chlorite; QzAb: quartz-albite. Grossissement 16 fois.

à des „Reliktstrukturen“. L'albite ne serait donc pas de néoformation, mais bien primaire. Jamais dans les gneiss porphyroblastiques nous n'avons rencontré de tels amas.

4. Gneiss „aplitiques“

Ce sont des roches claires qu'on rencontre en bandes interstratifiées dans le complexe des „schistes de Casanna inférieurs“. Elles peuvent être lenticulaires, plissotées, boudinées, ou même faillées. On en distingue plusieurs types:

- a) un type très fin;
- b) un type à structure granoblastique
 - 1. avec pyrite donnant un aspect moucheté à la roche;
 - 2. sans pyrite;
- c) un type pyriteux passant aux gneiss séricitiques porphyroblastiques.

a) *Type très fin*

Nous l'avons trouvé au S des „orthogneiss“ de Tion, en bandes interstratifiées dans les schistes chlorito-séricitiques et les gneiss chlorito-séricitiques porphyroblastiques.

De couleur blanc grisâtre à patine rousse, cette roche présente une texture plus ou moins massive. légèrement gneissique.

Structure: Granoblastique et très fine.

Minéraux constitutifs:

Albite: En quelques rares grains bien développés, mais formant avec le quartz la masse de fond finement cristallisée.

Quartz: Aussi quelques plages bien développées, constituant avec l'albite la masse de fond.

Séricite: En fines écailles bien réparties dans l'ensemble de la roche.

Minéraux accessoires:

Chlorite: Quelques rares grosses paillettes, parfois très fines, irrégulièrement réparties dans la roche.

Apatite et leucoxène: Quelques grains.

b) *Type à structure granoblastique*

Deux variétés: 1. avec pyrite donnant à la roche un aspect moucheté,
2. sans pyrite.

Le gisement le plus accessible se trouve à la carrière située près de la „fenêtre“ (galerie) de l'E.O.S., au N de Termeno Ro.

Ce sont des roches généralement massives, parfois légèrement gneissiques, claires, en bandes de faible puissance. Elles sont interstratifiées et parallèles à la schistosité. On pourrait les prendre pour des aplites. Mais jamais nous n'avons vu des apophyses couper obliquement la stratification des roches encaissantes.

La subdivision en deux variétés disparaît sous le microscope. A l'oeil nu, la première variété a un aspect blanc moucheté bleuté caractéristique, dû à la présence de pyrite non altérée. Lorsqu'elles s'altèrent, ces roches deviennent rousses. L'altération est très intense puisqu'elle peut atteindre une trentaine de centimètres, tandis que dans les roches encaissantes elle ne dépasse guère un centimètre. En les débitant, il ne reste parfois qu'un petit noyau intact. L'autre variété n'a pour ainsi dire pas de minéral, si bien que sa patine est plus claire.

Structure: Granoblastique, régulière, parfois légèrement lépidoblastique si la séricite devient abondante.

Minéraux constitutifs:

Albite: 0 à 2% d'An, en grains bien calibrés, plus ou moins fortement poecilitiques; d'aspect très limpide, très rarement criblée de paillettes de séricite, ce qui indique un commencement d'altération. Maclée suivant (010) sans répétition.

Quartz: Généralement moins abondant que l'albite, formant une sorte de trame et se présentant en inclusions dans l'albite.

Minéraux accessoires:

Séricite: Souligne les plans de clivage, sépare la roche en fragments lenticulaires et peut aussi être répartie régulièrement et se développer en belles paillettes ou en très fines écailles comme produit d'altération de l'albite.

Carbonate: En petits rhomboèdres disséminés dans la roche; muscovite coupant nettement les autres minéraux; zircon, sphène, leucoxène en rares petits grains; rutile en aiguilles très fines partant des grains de leucoxène; chlorite en très rares écailles, clinozoïsité et apatite en petits grains.

Pyrite: Donnant l'aspect moucheté à la roche, et se présentant en surface polie sous forme de petits grains groupés ou isolés entre les grains d'albite et de quartz, avec des zones d'altération et de minéral intact.

c) *Type pyriteux, passant aux gneiss séricitiques porphyroblastiques*

Ces roches ont les mêmes constituants que celles de la variété (b). Elles n'en diffèrent que par la structure porphyroblastique plus ou moins bien développée. On a peut-être ici un terme plus métamorphique, l'albite s'étant développée en porphyroblastes poecilitiques.

Le plus bel échantillon a été prélevé sur le chemin qui part du bas de l'Alpe de Tion, près de la Mura, et longe en partie le bisse passant par la „fenêtre“ (E.O.S.) située au N de Termeno Ro. La roche encaissante est une ovardite à gros porphyroblastes d'albite. Le tout plonge verticalement.

5. Gneiss à clinozoïsité

Par leur mode de gisement, ils ressemblent aux gneiss „aplitiques“. On les trouve sous forme de bandes de quelques centimètres d'épaisseur, généralement plissotées (fig. 7 et 8). Les plus jolis exemples affleurent sur le

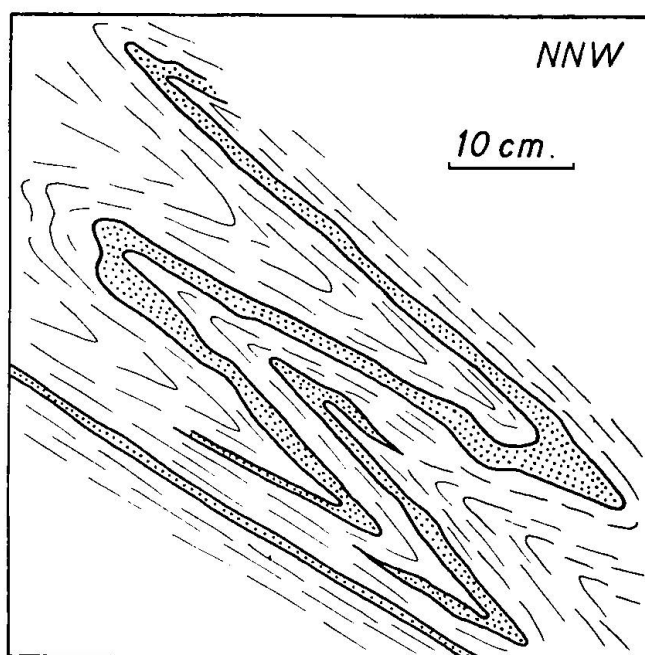


Fig. 7. Gneiss à clinozoïsité fortement plissotés et étirés, intercalés dans des roches prasinitiques.

chemin allant à l'Alpe d'Essertse entre la „fenêtre“ (E.O.S.) située au N de Termeno Ro et à l'E du point 2453. Dans les deux cas, la roche encaissante est une sorte de prasinite.

Ces roches rares, de texture massive, ont une couleur blanc gris-verdâtre d'autant plus intense que la clinozoïsité est abondante.

Structure: Granoblastique.

Minéraux constitutifs:

Albite: Pure, assez fortement poecilitique, parfois en voie d'altération et avec quelques macles polysynthétiques de l'albite.

Quartz: Formant une sorte de trame entourant les grains d'albite, soit des inclusions dans celle-ci, sans orientation bien définie.

Minéral du groupe de l'épidote: Zoïsite, en petits grains polarisant bas avec extinctions droites; parfois en voie de chloritisation; ou clinozoïsite à 12% de $\text{HCa}_2\text{Fe}_3\text{Si}_3\text{O}_{13}$ [150] pourcentage qui augmente vers les épointes. Au contact avec la roche encaissante, présence d'oxyde de fer.

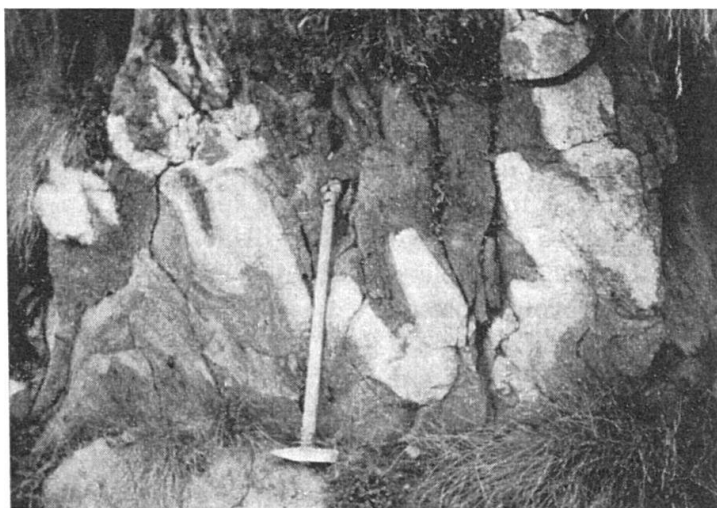


Fig. 8. Gneiss à clinozoïsite fortement plissotés et intercalés dans des prasinites de couleur sombre.

Minéraux accessoires:

Séricite: En très fines paillettes en voie de formation, provenant de l'altération de plages d'albite et soulignant encore les plans de cassure.

Grenat: Avec de nombreuses inclusions.

Chlorite: Signe optique négatif; teinte de dispersion bleu foncé; pléochroïsme assez fort; np jaune-vert, ng vert-jaune; provenant de la biotite en voie d'altération.

Apatite: Quelques grains allotriomorphes.

Limonite: Produit d'altération de la pyrite.

C'est une des rares fois où l'on trouve dans les „schistes de Casanna“ de l'albite en voie de séricitisation.

6. Gneiss oeillés

Le plus bel exemple de ces roches se trouve près de la jonction des deux branches du torrent de Prolin. C. E. WEGMANN les signale déjà [145]. On en retrouve dans la région de Riau, au NW, sous le bisse d'Hérémence et encore à d'autres endroits difficiles à repérer.

La roche de couleur gris-vert bleuté, satinée sur les plans de clivage, a une texture plus ou moins massive, et des yeux quartzo-albitiques pouvant atteindre 5 mm. de diamètre.

Structure: Principalement granoblastique et porphyroblastique; les „yeux“ que l'on aperçoit sur l'échantillon semblent disparaître.

Minéraux constitutifs:

Albite: Formant de grands porphyroblastes criblés d'inclusions de quartz de toutes grandeurs, parfois si abondantes qu'il est difficile d'en observer les contours (voir photo de Ech. 384 Pl. VI); se rencontre encore en petits grains abondants, associés au quartz dans les parties granoblastiques.

Quartz: En inclusions dans l'albite, orientées plus ou moins selon le grand axe des porphyroblastes, et formant la masse de fond.

Séricite: En paillettes bien développées, disposées en traînées formant un réseau de mailles très lâches, isolant ainsi des édifices quartzo-albitiques qui simulent à l'oeil nu des porphyroblastes.

Chlorite: Liée à la séricite; np vert foncé, ng jaune-vert. Signe optique positif; teintes de dispersion brun-verdâtre.

Minéraux accessoires:

Apatite: Quelques rares grains; grenats petits, rosés, parfois en voie de chloritisation et se trouvant exclusivement dans l'albite; sphène très rare. Magnétite contenant elle-même quelques inclusions.

En plus des minéraux mentionnés on peut encore rencontrer de l'épidote et de la pyrite en voie de limonitisation.

Ces gneiss sont particulièrement intéressants, car ils nous montrent d'une part des porphyroblastes d'albite en voie de formation, et de l'autre une masse de fond quartzo-feldspathique. Il se peut que nous ayons affaire ici à un terme de passage moins métamorphique nous menant aux gneiss porphyroblastiques.

C. Groupe des Amphibolites

1. Amphibolites monominérales
2. Amphibolites polyminérales.

Ces roches sont très rares et leur développement est insignifiant.

1. Amphibolites monominérales

On rencontre cette variété entre le Bisse d'Hérémence et la petite cascade coupant le cours du Torrent du Mayen au SW de Trido, sous forme d'une bande presque horizontale, placée entre une prasinite et un

gneiss prasinitique. On la retrouve à 1760 m. d'altitude, dans le torrent de Prolin (voir profil c, planche I). Ici, l'affleurement se présente en lentilles de quelques centimètres d'épaisseur, fortement plissotés, avec des nodules vert-tendre de mica chromifère (fuchsite). Ces roches sont satinées sur les plans de clivage, de couleur grisâtre vert clair, et possèdent une texture plus ou moins schisteuse.

Structure: Nématoblastique typique, plissotée.

Minéraux constitutifs:

Amphibole: Incolore, de la série trémolite-actinote, avec des caractéristiques se rapprochant de celles de la trémolite (angle d'extinction 16—19° sur la Snm, ng-np: 0,25—0,28) [150].

Minéraux accessoires:

Fuchsite: Mica verdâtre, faiblement pléochroïque, dont les grandes écailles coupent à angle droit les plissotis d'amphibole; clinozoïsite: quelques grains; albite rare avec de nombreuses inclusions d'amphibole et de clinozoïsite; zircon: très rares grains accompagnant le mica.

2. Amphibolites polyminérales

Le seul affleurement de cette roche se trouve sur la rive droite de la branche S du Torrent de l'A (voir profil c de la planche I) à 1900 m. d'altitude environ. Sa texture est massive. Sa couleur gris-vert foncé permet de la reconnaître facilement. Les feldspaths sont visibles, comme de petits points blancs plus clairs, sur la tranche plus ou moins satinée, sans donner aux échantillons l'aspect ocellaire caractéristique des prasinites.

Structure: Porphyroblastique, mais principalement granoblastique et nématoblastique.

Minéraux constitutifs:

Amphibole: Du type hornblende à fort pléochroïsme, ng: vert foncé, np: vert-jaune, se présentant sous forme écailleuse.

Albite: 4% d'An, à contours disparaissant presque totalement, les plages étant fortement poecilites.

Chlorite: Pléochroïque, np: vert-jaune; ng: jaune-vert avec des teintes de dispersion bleu gris.

Minéraux subordonnés:

Grenat: Jusqu'à 0,5 mm de diamètre, rose, avec contours nets, réparti aussi bien dans l'albite que dans le reste de la masse chlorito-amphibolique.

Minéraux accessoires:

Carbonate: Calcite en veinules coupant la préparation. Parfois en plages isolées.

Quartz: En inclusions ou en grains isolés accompagnant le carbonate.

Sphène: Très abondant, dispersé dans la préparation, aussi bien dans les feldspaths que dans les autres minéraux. Chose intéressante, la sphène se localise autour du minéral opaque qui est de l'ilménite.

Apatite: Quelques grains.

Ilménite abondante; paraît être métasomatique.

Cette amphibolite à grenats peut être considérée comme une para-amphibolite.

A part la structure et certains minéraux accessoires, cette roche ressemble, au point de vue composition minéralogique, à une prasinite, sans épidote.

D. Groupe des roches prasinitiques

1. Ovardites s.str.
2. Ovardites séricitiques
3. Ovardites prasinitiques
4. Prasinites s.str.
5. Ovardites gneissiques
6. Prasinites gneissiques.

Jusqu'à maintenant nous n'avons pas eu de difficulté pour donner aux schistes et aux gneiss un nom qui soit accepté par tous les auteurs; il n'en est pas de même pour les ovardites et les prasinites. Les vocables ovardite et prasinite ont une signification toute différente suivant les pétrographes, ce qui provient sans doute du fait que dans ce groupe les termes de passage sont très fréquents et qu'il est parfois malaisé de donner un nom à ces roches vertes.

Bien que défini en 1873 par J. STRUVER [131], le mot ovardite ne semble pas avoir eu une longue vie, puisqu'actuellement on l'a remplacé par le terme de prasinite chloriteuse [28, 31, 14, etc.], pour désigner une roche constituée essentiellement de chlorite et d'albite avec une texture ocellaire (ovarditique). A notre avis, le terme „prasinite chloriteuse“ contient un pléonasme, car si l'on s'en tient à la définition de E. KALKOWSKY [78] qui a défini en 1886 la prasinite, cette roche doit être constituée de quatre minéraux parmi lesquels l'albite prédomine, accompagnée en quantités presque égales d'une épidote, d'une amphibole et d'une chlorite; d'autre part, la structure doit être porphyroblastique. Le terme prasinite implique donc, par sa définition même, la présence

de chlorite. E. MANASSE [88], V. NOVARESE [94], H. ROSENBUCH [106, 107], U. GRUBENMANN [64], M. SCHNELL [115], W. NABHOLZ [91] suivent plus ou moins E. KALKOWSKY, tandis que P. ROSSONI [108], S. BONATTI [24], F. BARTHOLMÈS [14] n'exigent pas la présence de ces quatre minéraux. Certains auteurs (R. CHENEVAL, J. SIGG [117], BARTHOLMÈS, etc.) accompagnent le terme prasinite de: amphibolique, chloriteuse, épido-tique, pour marquer l'importance plus grande d'un de ces minéraux. Pourquoi ne pas s'en tenir à l'esprit des définitions primitives: l'ovardite est une roche à chlorite et albite comme éléments principaux, tandis que la prasinite est une roche constituée d'albite, d'un élément riche en chaux (épidote, amphibole) et d'un élément riche en magnésium (chlorite par exemple). Les termes intermédiaires sont alors nommés ovardites prasinitiques. Au cas où l'amphibole ne serait pas une hornblende commune, comme c'est parfois le cas, on indiquerait cette particularité en ajoutant au mot prasinite le nom de l'espèce dont il s'agit: par exemple prasinite à glaucophane. Dans tous les cas, la texture ocellaire (porphyroblastique) est un caractère essentiel des roches prasinitiques.

1) Ovardites s. str.

Elles sont très répandues dans les „schistes de Casanna inférieurs“ et en sont une des caractéristiques selon C. E. WEGMANN [145]. Leur mode de gisement ressemble en tous points à celui qu'elles ont dans les schistes lustrés, à cette seule différence que dans les „schistes de Casanna inférieurs“ nous avons comme roche encaissante des schistes et des gneiss où dominant le quartz, l'albite et les éléments phylliteux, tandis que, dans les schistes lustrés, c'est l'élément carbonaté qui prédomine. Elles se présentent en bandes sinueuses, peut-être d'anciens sills (voir plus loin) entrelardant les gneiss porphyroblastiques.

Ce sont des roches généralement massives, parfois zonées. Leur couleur peut passer d'un gris-verdâtre à un gris-vert plus foncé. La texture ocellaire (ovarditique) est très bien marquée et largement développée. Les feldspaths lorsqu'ils sont bien formés, ont un aspect de porcelaine très caractéristique.

Structure: Porphyroblastique. Les feldspaths poecilites sont disséminés dans un feutrage chloriteux lépidoblastique généralement abondant, et sont parfois si nombreux que le feutrage est réduit à sa plus simple expression.

Minéraux constitutifs:

Albite: 0 à 2% d'An, en plages isolées dans le feutrage, pouvant aller jusqu'à 3 mm. de diamètre maximum, et formant des sortes d'„yeux“, jamais altérés,

parfois maclés seulement selon la loi de l'albite simple, les autres macles, et principalement la macle polysynthétique, n'existant pas. L'albite est farcie d'inclusions de sphène qui la rendent poecilitique, généralement orientées selon le grand diamètre du minéral, sans qu'il y ait, semble-t-il, un rapport avec les clivages ou les macles. Ses contours sont assez nets, mais le plus souvent la chlorite y pénètre, indiquant soit une métasomatose incomplète, soit des phénomènes de recristallisation marginaux comme on peut l'observer dans les roches détritiques entre le quartz et la séricite. Les écailles de chlorite peuvent aussi l'entourer sans y pénétrer.

Chlorite: Formant le feutrage lépidoblastique, par conséquent une grande partie de la roche et se trouvant rarement en inclusions dans l'albite. Signe optique: soit négatif, soit positif; faiblement anisotrope, parfois polarisant dans les gris blancs; pléochroïsme fort: np vert-jaune, ng jaune-vert; teintes de dispersion brun-vert à violet-mauve.

Minéraux accessoires:

Quartz: En gouttelettes étirées selon l'allongement du feldspath ou en petites plages groupées en amas granoblastiques dans le feutrage; dans ce cas, on peut le considérer comme secondaire et contemporain de la calcite. Il forme aussi des veinules.

Carbonate: Principalement en plages isolées, clivées et maclées, soit groupées en petits nids disséminés dans la roche ou en traînées, ou encore en minces veinules pénétrant dans les cassures de l'albite; peut être très abondant, lorsqu'on observe une carbonatation générale accompagnée de quartz, absorbant le feutrage et corrodant les cristaux d'albite.

Amphibole: Nettement accessoire et localisée presque uniquement dans les feldspaths, en fines aiguilles verdâtres, pléochroïques. Très rares sections dans le feutrage.

Sphène: Abondant par sa fréquence mais pas par son volume, en grains fusiformes de petite taille, groupés en traînées qui, venant du feutrage, se poursuivent dans l'albite, ou se groupant autour du feldspath, comme s'ils avaient été poussés et concentrés par l'albite en voie de formation. Parfois régulièrement réparti sur toute la préparation, la criblant littéralement de petits grains brunâtres. Des grains leucoxénisés partent des aiguilles de rutile.

Séricite: En paillettes rares et fines, intimément liée à la chlorite, pouvant passer à la muscovite, lorsqu'elle est en inclusions dans l'albite. Ce cas est exceptionnel.

Apatite: Rare, répartie aussi bien dans le feutrage que dans les porphyroblastes, mais de préférence dans la chlorite.

Clinozoïsite: En très petits grains.

En résumé, deux minéraux constitutifs (albite, chlorite), accompagnés de divers minéraux accessoires (clinzoïsite, amphibole et surtout sphène), qu'on retrouve dans les prasinites. (Analyse chimique; voir appendice, p. 467).

2. Ovardites séricitiques

Comme nous l'avions fait remarquer dans une note précédente [97], on peut rattacher aux ovardites s. str. les ovardites séricitiques, sans préjuger de leur origine. Leur mode de gisement est semblable à celui des autres roches prasinitiques des „schistes de Casanna inférieurs“, mais on les rencontre parfois dans les „schistes de Casanna supérieurs“, ainsi au S du col séparant le Mont Loéré des Pointes d'Essertse.

Les ovardites séricitiques sont des roches plus ou moins massives; la séricite dont la proportion est devenue importante leur prête une teinte plus claire que celle des ovardites s. str., variant du gris clair au gris sombre selon la teneur en chlorite. Les feldspaths forment des yeux de 1,5 à 3 mm. de diamètre et déterminent une structure ocellaire. Lorsque leur nombre diminue, on passe aux phyllites à porphyroblastes d'albite. Au reste l'allure de ces ovardites est variable et dépend des proportions des divers éléments.

Structure: Porphyroblastique caractéristique. Les feldspaths forment des yeux de un ou plusieurs éléments disséminés dans un feutrage lépidoblastique chlorito-séricitique plus ou moins abondant.

Minéraux constitutifs:

Albite: 0 à 4% d'An, d'une pureté remarquable avec extinction assez franche, pas forcément poecilitique, rarement maclée (selon la macle de l'albite simple); diamètre maximum 3 mm.

Séricite: En paillettes intimement associées à la chlorite et parfois se développant en grosses écailles. C'est alors de la muscovite. Très rares inclusions dans l'albite; peut être aussi subordonnée à la chlorite.

Chlorite: Formant le feutrage avec la séricite. Signe optique positif, parfois négatif; pléochroïsme plus ou moins intense: np vert-jaune, ng jaune-vert; teintes de dispersion passant du bleu foncé au gris verdâtre, brunâtre.

Minéraux accessoires:

Quartz: Peu abondant, en inclusions dans l'albite ou en amas granoblastiques dans le feutrage, avec quelques petits feldspaths, en filonnets, ou lié avec le carbonate.

Carbonate: En amas ou en plages isolées, clivées et maclées, ou pénétrant en filons nets dans les fissures. Sa présence implique celle de quartz.

On peut encore mentionner: sphène: en grains isolés ou en amas; grenats roses ou en voie de chloritisation; apatite en petits grains; clinozoïsité en petits grains très rares, dans les feldspaths, parfois dans le feutrage; biotite en voie de chloritisation; tourmaline; pyrite: en grains allotriomorphes, métasomatiques et en voie de limonitisation parfois avancée.

En résumé: trois éléments constitutifs importants: albite en porphyroblastes, séricite et chlorite en proportions variables, formant un feutrage plus ou moins abondant.

3. Ovardites prasinitiques

Dans l'introduction concernant les roches prasinitiques, nous avons proposé le terme d'ovardite prasinitique pour toutes les roches ne rentrant pas dans la définition de l'ovardite et de la prasinite. Comme elles ont à peu près les mêmes caractères que ces deux prototypes, il est inutile de répéter une diagnose par trop fastidieuse. Contentons-nous de dire que le mode de gisement est en tous points semblable à celui des ovardites et des prasinites, et résumons en quelques mots la description de ces roches.

Le plus bel exemple d'ovardite prasinitique se trouve sur le chemin menant à l'Alpe d'Essertse, (figuré sur notre carte géologique, pl. II), au sommet de la montée, avant d'arriver aux cargneules du synclinal triasique des Chèques. On peut suivre cette bande en direction du NW dans la paroi du Mont Cauille.

Les ovardites prasinitiques sont des roches à texture massive, où les feldspaths sont blancs, ou noirs lorsque les inclusions constituées par des éléments colorés sont particulièrement abondantes.

Structure: Porphyroblastique prédominante.

L'albite (0 à 5% d'An) et la chlorite sont les éléments constitutifs, tandis que l'amphibole (généralement une hornblende) qui peut être absente, et la clinozoïsite, parfois uniquement concentrée dans les porphyroblastes d'albite (Ech. 300, Ech. 402) sont subordonnés. La présence de clinozoïsite uniquement dans les porphyroblastes d'albite suggère une sorte de saussuritisation. Comme éléments accessoires, le cortège des minéraux habituels: séricite, rarement abondante; quartz en grains ou en inclusions dans l'albite; sphène fusiforme, parfois très abondant, en traînées passant du feutrage aux porphyroblastes, ou autour de l'albite; apatite, répartie uniformément; tourmaline, très rare; grenat à contours géométriques, en voie de chloritisation, localisé dans l'albite; calcite, parfois très abondante, corrodant les feldspaths et remplaçant le feutrage; pyrite nettement métasomatique.

Les ovardites prasinitiques ont donc une composition très variable et représentent bien les termes de passage entre les ovardites s.str. et les prasinites s.str.

4. Ovardites gneissiques (ou gneiss ovarditiques)

Ces roches se rencontrent en bancs parfois assez puissants, comme c'est le cas dans la paroi du Six des Fées, où leur allure régulière et zonée contraste avec l'aspect tourmenté des gneiss porphyroblastiques plissés situés à leur contact inférieur.

Il s'agit de roches gris vert ou gris verdâtre, plus ou moins schisteuses. Elles diffèrent des ovardites proprement dites par la présence de quartz

comme élément constitutif et ce minéral, tout en rendant leur texture ocellaire généralement moins nette, leur prête un éclat brillant et gras atténuant le lustre des éléments phylliteux. Ce caractère seul permet, du reste, de les distinguer des ovardites.

La diagnose microscopique correspond dans ses grandes lignes avec celle des ovardites en général; nous la résumons comme suit:

Structure: Granoblastique apparaissant en plus de la structure porphyroblastique et lépidoblastique.

Minéraux constitutifs:

Albite: 0 à 3% d'An, plus ou moins poecilitique.

Chlorite: Signe optique positif; disposée parfois autour des feldspaths qui semblent avoir pivoté (photo Ech. 323 Pl. VI).

Quartz: Parfois subordonné; en filonnets, évitant les porphyroblastes d'albite en absorbant le feutrage chloriteux.

Séricite: Parfois comme élément constitutif (on a alors une ovardite séricitique gneissique) liée à la chlorite.

Minéraux accessoires:

Sphène: En traînées.

Amphibole: Rare, uniquement sous forme d'aiguilles localisées dans les porphyroblastes d'albite, qu'accompagne un peu de clinozoïsite.

Tourmaline: Nettement métasomatique; pyrite.

En résumé, seule la présence du quartz primaire ou secondaire, donnant un aspect gras à la roche, transforme une ovardite s. str. en ovardite gneissique. Si le quartz devient très abondant, tout en n'altérant pas la structure porphyroblastique, on peut parler de gneiss ovarditique. La présence de séricite nous donne une ovardite séricitique gneissique.

5. Prasinites s. str.

Comme nous l'avons dit, nous entendons par le terme prasinite une roche constituée essentiellement par de l'albite, de l'amphibole ou de l'épidote, d'une chlorite, ou éventuellement de la séricite. Il va de soi que les proportions entre ces éléments peuvent varier, mais en règle générale ils devraient être en quantité à peu près égale.

Le mode de gisement des prasinites est assez identique à celui des roches que nous venons de décrire. On les rencontre en effet sous forme de bandes associées aux autres roches vertes, et intercalées uniquement dans les „schistes de Casanna inférieurs“ dont elles sont une des caractéristiques, selon C. E. WEGMANN [145].

Il s'agit de roches à texture massive ou faiblement schisteuses, de couleur variant du gris clair au gris verdâtre, parfois au vert-jaunâtre satiné, lorsque la clinozoïsite et l'amphibole sont abondantes. Les feldspaths leur donnent un aspect ocellaire plus ou moins bien marqué. On observe parfois des concentrations lenticulaires de quartz et de carbonate simulant des galets.

Structure: Plus ou moins porphyroblastique, avec un feutrage généralement abondant, lépidoblastique et nématoblastique. Le quartz secondaire la rend granoblastique.

Minéraux constitutifs:

Albite: 0 à 4% d'An, en porphyroblastes isolés et poecilites, d'une pureté remarquable, sans aucune trace d'altération visible, parfois groupés ou séparés par le feutrage. Les inclusions partent parfois du feutrage, se poursuivant en formant des plissotés dans l'albite (photo Ech. 108 Pl. VI). La structure hélicitique n'est alors pas rare. Presque tous les minéraux sont représentés en inclusions, mais principalement l'amphibole et la clinozoïsite. Seule la macle de l'albite simple est présente, mais rare. Les extinctions sont faiblement onduleuses.

Minéral de la famille clinozoïsite-pistazite: Peut être subordonné; en petites plages, aussi bien réparties dans le feutrage que dans l'albite. C'est généralement de la clinozoïsite pouvant passer à de la pistazite. La quantité de $\text{HCa}_2\text{Fe}_3\text{Si}_3\text{O}_{13}$ [150] varie de 5 à 32%. Exceptionnellement on a de la zoïsite. Parfois de très fines inclusions indéterminables criblent ces minéraux.

Amphibole: Peut être absente ou subordonnée aux autres minéraux; en fines aiguilles, principalement localisées dans l'albite et disséminées dans le feutrage; si elle est abondante, en sections losangiques caractéristiques. Comme amphibole nous avons: soit une hornblende vert-bleu avec ng: vert-jaunâtre à vert-bleu; np: verdâtre très pâle à jaune-verdâtre, nm: vert-tendre; soit une hornblende incolore (rare), soit une actinote (rare), soit, exceptionnellement pour la région étudiée, du glaucophane avec np: jaune-verdâtre, nm: violet-bleuté, ng: bleu foncé.

Chlorite: En écailles pénétrant parfois dans l'albite ou en écailles isolées dans ce minéral et formant avec l'amphibole la plus grande partie du feutrage. Signe optique: soit positif, soit négatif; np: vert-jaune à vert, ng: jaune-verdâtre (parfois incolore); teintes de dispersion gris-verdâtre, brun foncé ou bleuté.

Minéraux accessoires

Carbonate: Généralement important, soit en plages clivées, maclées, disséminées dans la roche, soit en rhomboédres isolés dans l'albite ou pénétrant aussi en veinules dans les cassures. Parfois la carbonatation est générale. On observe alors son pouvoir corrosif sur la chlorite et les feldspaths; il existe une relation entre la présence du carbonate et celle du quartz. Lorsqu'on a du carbonate, on peut être certain de trouver quelques grains de quartz l'accompagnant, soit à l'intérieur même des plages de carbonate, soit à leur voisinage immédiat.

Séricite: Peu abondante ou absente, liée intimement à la chlorite à laquelle elle est postérieure, ou en inclusions dans l'albite, sous forme de paillettes isolées, limpides.

Quartz: Très rare, surtout en inclusions dans l'albite, associé au carbonate, parfois localisé en petits grains dans le feutrage lépidoblastique, ou encore en filonnets très fins.

Sphène: En petits grains de couleur brunâtre, parfois fusiformes, soit encore en traînées dans le feutrage, soit autour ou dans l'albite; comme dans les ovardites, il joue un rôle important, bien que le volume qu'il occupe ne soit pas considérable.

On peut encore signaler:

Tourmaline: En rares sections (parfois en faisceaux roses à incolores: dravite (?); apatite: aussi bien répartie en petits grains dans l'albite ou dans le feutrage; grenats: très rares, généralement en voie de chloritisation.

En résumé, les prasinites sont des roches formées essentiellement d'un élément riche en chaux: amphibole ou clinozoïsité-pistazite, parfois zoïsité, d'un élément riche en magnésie: chlorite (parfois accompagnée d'une faible quantité de séricite) et d'un élément feldspathique: l'albite, et comme élément accessoire important: sphène.

On emploiera le terme prasinite à glaucophane ou prasinite à actinote lorsque l'amphibole n'est plus une hornblende commune.

6. Prasinites gneissiques

Nous rangeons dans cette catégorie toutes les roches qui sont pourvues des minéraux constitutifs des prasinites à savoir: amphibole, chlorite, albite, minéral du groupe de l'épidote, mais contenant en outre du quartz en quantité notable. Ces roches gardent, en plus de la structure grano-blastique, lépidoblastique et nématoblastique, leur structure porphyroblastique caractéristique des roches prasinitiques. Etant donné qu'elles ont, dans les grandes lignes, les mêmes caractéristiques que les ovardites gneissiques, nous croyons pouvoir nous dispenser d'en donner la description. Disons seulement qu'on les rencontre au voisinage des gneiss porphyroblastiques, associées ou non aux autres roches vertes. Lorsque le quartz devient très abondant et que la roche conserve sa structure ocellaire, on a un gneiss prasinitique.

En résumé, le groupe des roches prasinitiques est essentiellement constitué par des roches riches en albite, chlorite, amphibole, minéral du groupe de l'épidote, séricite, quartz. Mais leur caractère essentiel réside dans la texture ocellaire, due à la présence de porphyroblastes d'albite.

E. Groupe des phyllites

1. Phyllites à porphyroblastes d'albite.
2. Phyllites à chloritoïde.

Ces roches sont assez rares et n'ont qu'une extension très réduite.

1. Phyllites à porphyroblastes d'albite

Comme nous l'avons déjà fait remarquer [97] au sujet des ovardites séricitiques, il suffit que la proportion d'albite diminue pour qu'on passe de ces roches aux phyllites à porphyroblastes d'albite. Il semble que ce soit un terme de passage entre l'ovardite séricitique et la phyllite chlorito-séricitique, comme éventuellement une phyllite chloriteuse à porphyroblastes d'albite l'est entre l'ovardite s. str. et la chloritite.

On les trouve principalement près du plan de chevauchement au NW de Riau (112—596) et au NW de Mâche, juste au-dessus de la jonction des deux branches du torrent de l'A, branche S (voir profil b planche I).

Ce sont des roches à texture plus ou moins massive, gris-vert clair, d'aspect satiné sur la tranche. Les feldspaths, lorsqu'ils sont bien développés, se présentent sous forme d'„yeux“ grisâtres; leur répartition est très irrégulière.

Structure: Plus ou moins porphyroblastique, avec un feutrage lépidoblastique d'éléments phylliteux dominants. La présence de quartz rend la roche granoblastique et lui donne cet éclat gras caractéristique.

Minéraux constitutifs:

Séricite: Formant la partie principale de la préparation et se présentant en amas lépidoblastiques isolant les porphyroblastes d'albite, ou parfois en écailles, bien recristallisée, passant même à la muscovite.

Albite: 1 à 2% d'An; en plages parfois maclées, fortement poecilitiques (inclusions de quartz et de séricite), d'une fraîcheur remarquable, isolées, à contours irréguliers, coupant à l'emporte-pièce le feutrage (fig. 9), ou en petits grains localisés dans la partie granoblastique.

Minéraux subordonnés:

Chlorite: Autre élément phylliteux parfois aussi abondant que la séricite, intimément associée à elle. Signe optique: variable; pléochroïsme plus ou moins fort; teintes de dispersion bleu foncé à brun.

Quartz: Soit en inclusions allongées selon le grand diamètre du cristal, où il peut être considéré comme primaire, soit réparti dans le feutrage lépidoblastique qu'il rend alors granoblastique; dans ce cas, il peut être aussi secondaire, soit accompagnant les carbonates, soit encore en filonnets. Si le quartz devient abondant, on passe à un gneiss chlorito-séricitique ou à une phyllite gréseuse albitisée.

Minéraux accessoires:

Carbonate, soit calcite en très rares plages, soit ankérite.

Grenat: Rose à contours géométriques bien marqués, principalement dans les feldspaths, peu dans le feutrage.

Sphène: Peu abondant, se transformant en leucoxène, réparti aussi bien

dans le feutrage que dans l'albite et formant parfois des traînées se poursuivant dans l'albite (fig. 9).

Biotite: Très rare, toujours en voie de chloritisation.

Apatite: Peu abondante, répartie dans la préparation.

En résumé, ces roches sont caractérisées par un feutrage chlorito-séricitique abondant, coupé à l'emporte-pièce par des porphyroblastes d'albite. (Analyse chimique: voir appendice p. 467).

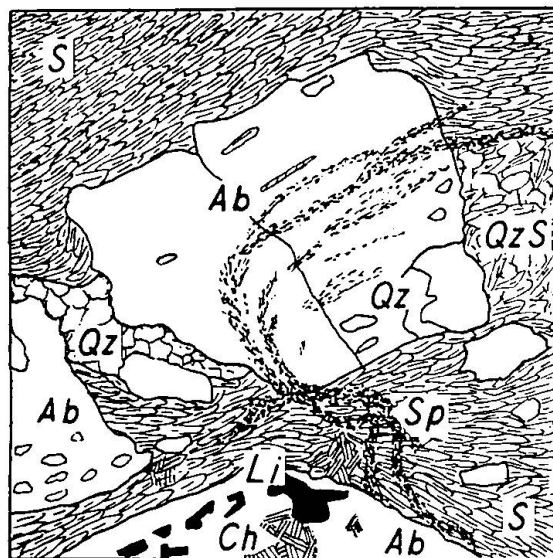


Fig. 9. Phyllite à porphyroblastes d'albite, montrant des inclusions de sphène en traînées partant du feutrage séricitique dans le porphyroblaste d'albite. (Ech. P. 23). Ab: albite; Qz: quartz; QzS: quartz-séricite; Ch: chlorite; Sp: sphène; Li: limonite. Grossissement 50 fois.

2. Phyllites à chloritoïde

Ce sont des roches extrêmement rares, affleurant seulement sur le chemin qui passe au-dessus de Riau, juste après le pont sur le bisse d'Hérémence, lorsqu'on se dirige vers les Pouisses.

Leur texture est schisteuse, faiblement plissotée; de couleur gris vert, avec des plans de clivage plus ou moins satinés. La patine en est brune. Les chloritoïdes apparaissent sous forme de petits points vert foncé.

Structure: Lépidoblastique, granoblastique par endroits.

Minéraux constitutifs:

Séricite et chlorite: Formant la partie principale de la roche, réparties en amas allongés, séparés par des traînées de quartz. La séricite, en fines lamelles

(écailles) est intimément associée à une chlorite de faible biréfringence (np: jaune incolore; ng: vert olive) et à teintes de dispersion bleues.

Minéraux subordonnés:

Chloritoïde: En petits éléments tabulaires et prismatiques, parfois maclés. Angle d'extinction 26—27°, nm: bleu, ng: jaune, np: vert-jaune. En général, l'angle d'extinction est voisin de zéro. Si l'on tient compte des données de A. N. WINCHELL [150], ce chloritoïde est de l'ottrélite. Si l'on prend H. ROSEN-BUSCH comme référence [107], on a de la sismondine; mais pour cet auteur le terme de sismondine est réservé aux chloritoïdes en grandes écailles.

Minéraux accessoires:

Tourmaline: Quelques grains; biotite: en voie de chloritisation, rare.

T. J. WOYNO [153], dans la partie médiane du Val de Bagnes, décrit des phyllites semblables, mais à sismondine.

Ainsi, le groupe des phyllites termine notre description monographique des „schistes de Casanna inférieurs“. Mais avant de passer à ceux que C. E. WEGMANN nomme „supérieurs“, examinons encore quelques types spéciaux que l'on ne trouve que très rarement.

F. Autres types

1. Quartzites épidotiques (Epidotquarzit de GRUBENMANN [64])

Le seul échantillon (fig. 10) que nous avons trouvé est situé à une dizaine de mètres du contact S des anciens „orthogneiss de Tion“, sur le versant E de la Crête, dans les „schistes de Casanna inférieurs“. C'est une petite lentille d'une vingtaine de centimètres d'épaisseur maximum, de texture massive, de couleur vert-jaune et de patine brunâtre, intercalée dans les gneiss chloriteux décrits plus haut.

Structure: Granoblastique.

Minéraux constitutifs:

Quartz: En petits grains allotriomorphes, contenant de rares inclusions indéterminables, et formant à lui seul près de la moitié de la roche; épidote (20% de $\text{HCa}_2\text{Fe}_3\text{Si}_3\text{O}_{13}$), se présentant aussi en petits grains allotriomorphes prismatiques par places, assez uniformément répartis dans la roche.

Eléments accessoires:

Séricite: Soulignant les plans de clivage de la roche; chlorite de faible biréfringence, à teintes de dispersion violettes, très rare; albite en très rares plages maclées polysynthétiquement.

2. Phyllites à tourmaline

Cette roche, que nous n'avons rencontrée qu'une seule fois (torrent de l'A), est essentiellement constituée par de la muscovite et un peu de chlorite, d'albite et de quartz. La tourmaline y est très abondante, en grands prismes d'origine métasomatique, visibles à l'oeil nu, et à contours géométriques nets.

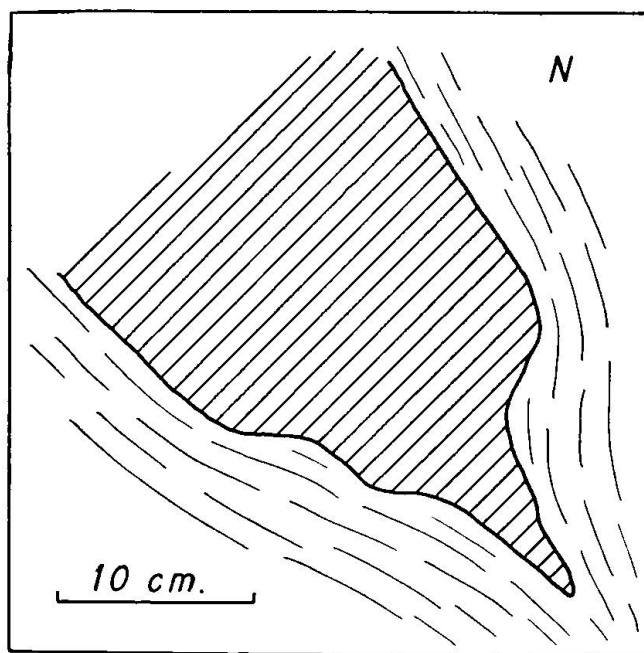


Fig. 10. Lentille de quartzite-épidote dans des gneiss chloriteux.

Il est évident que tous les types de roches n'ont pas été décrits et classés. Ce sont principalement les types qui ont subi des transformations, soit par apport de carbonate, de quartz et même d'albite, ou qui ont été malmenés lors du plissement alpin. Nous avons jugé inutile d'alourdir encore notre classification.

Chapitre IV

„SCHISTES DE CASANNA SUPERIEURS“

C. E. WEGMANN place dans ce complexe dépourvu de roches vertes toutes les roches présentant un aspect métamorphique moins marqué et caractérisées par la disparition presque totale de l'albite, la diminution de la chlorite, et une grande richesse en quartz et en séricite. Cet auteur spécifie bien qu'il n'existe pas de limite tranchée entre les „schistes de

Casanna inférieurs“ et les „schistes de Casanna supérieurs“; nous ne pouvons que confirmer cette observation. Disons d'emblée que la subdivision précédente est quelquefois très arbitraire, car on retrouve dans la formation des „schistes de Casanna supérieurs“ de WEGMANN des schistes faisant partie des „schistes de Casanna inférieurs“. L'exemple le plus frappant est la catégorie des gneiss chlorito-séricitiques du type Mondra, que nous avons signalés plus haut et que l'on retrouve au S de l'Etherolla, et par places dans les torrents des Mayens de l'A et de Prolin (voir planche I). Au Mondra et sous le synclinal des Chèques (versant N), ces gneiss passent, il est vrai, à des schistes chlorito-séricitiques. On peut donc considérer les gneiss du Mondra comme un terme de passage entre les „schistes de Casanna inférieurs“ et les „schistes de Casanna supérieurs“.

Les „schistes de Casanna supérieurs“ sont constitués principalement par des schistes séricitiques et des phyllites. Le degré de métamorphisme de ces formations est moins intense que celui des „schistes de Casanna inférieurs“; on retrouve par places certaines structures primitives qui laissent présumer l'origine détritique de ces roches; nous pouvons même parler parfois de grès. On commence déjà maintenant à voir une certaine parenté avec les roches permo-carbonifères du même genre.

A. Groupe des schistes séricitiques et des grès schisteux

Nous entendons par là une série de roches intimément liées entre elles et que l'on trouve principalement au Montset, aux Pointes d'Essertse et au Mont Loéré. Examinons-les sans nous préoccuper pour l'instant de leur position stratigraphique et tectonique.

1. Schistes séricitiques du Montset

Ces roches forment le Montset et le Greppon, au S de notre territoire. Leur couleur est gris blanc verdâtre à blanc gris, et elles présentent une texture fortement schisteuse, plissotée, avec des plans de clivage plus ou moins fortement satinés par la présence de séricite. Notons en outre un trait caractéristique: la présence de galets et de nodules de quartz blanc de grandeurs variables, parfois fortement étirés, même boudinés, et plissotés. Le quartz rose, en plus petits grains, est aussi un des éléments typiques. Tout en se gardant bien d'affirmer que tous les nodules de quartz sont des galets, on peut tenir pour évident que ces roches sont d'origine détritique, et que ce sont d'anciens grès poly-

géniques. L'épaisseur et la longueur des masses de quartz sont parfois telles qu'il se peut que l'on ait alors affaire à des sortes de filons hydrothermaux.

Ces roches sont fortement recristallisées, et on nous permettra d'insister sur ce fait. En effet, bien que l'origine détritique se manifeste à l'oeil nu par la présence de quartz rose que l'on retrouve (voir plus bas) dans les quartzites du Permo-Trias, les grains de quartz observés sous le microscope n'ont certainement ni une forme ni une taille originales; leur aspect actuel est dû à la recristallisation.

Structure: Granoblastique et lépidoblastique.

Minéraux constitutifs:

Quartz: Détritique, en petits grains groupés en amas séparés par des traînées phylliteuses.

Séricite: En voie de recristallisation (parfois de la muscovite), soulignant les plans de schistosité de la roche.

Minéraux accessoires:

Chlorite: Teintes dispersives bleu-verdâtre; pléochroïsme intense.

Biotite: Très rare, en voie de chloritisation.

Apatite: En petits grains dispersés dans la préparation; pyrite.

2. Schistes séricitiques et grès schisteux des Pointes d'Essertse

Ils sont presque identiques aux roches du Montset, bien que plus blancs et très schisteux. Ce sont d'anciens grès passant à des schistes séricitiques blancs, fortement plissotés. Les parties les plus résistantes de l'ensemble forment les nombreux „gendarmes“ des Pointes d'Essertse.

3. Grès et schistes séricitiques du Mont Loéré

a) *Schistes séricitiques, avec alternances de phyllites chlorito-séricitiques*

Ils ressemblent en beaucoup de points à ceux de Montset et des Pointes d'Essertse, surtout dans la partie S du Mont Loéré, jusqu'au col situé entre ce sommet et les Pointes d'Essertse. On y rencontre, comme au Montset, des masses de quartz qui semblent bien être ici le résultat de concentrations sur place de silice, et non des galets ou des filons.

On observe dans ce complexe, formé d'alternances de grès et de schistes, des roches à texture schisteuse plissotées, vert foncé-grisâtre, montrant une patine brune et des plans de clivage brillants.

Structure: Granoblastique et lépidoblastique.

Minéraux constitutifs:

Quartz et albite: Intimement liés, formant des amas lenticulaires.

Séricite: Associée à la chlorite (positive, np: vert-jaune, ng: jaune-vert, teintes de dispersion brun-vert foncé), se groupant parfois en petites pelotes et soulignant les plans de schistosité.

Minéraux accessoires:

Apatite: En petits grains allotriomorphes.

Biotite: Quelques restes de paillettes en voie de chloritisation

Zircon: Très rare.

Grenat: En voie de chloritisation mais conservant dans un cas ses contours géométriques.

Leucoxène: En petits amas.

Pyrite: En voie de limonitisation.

En résumé: Nous avons ici une phyllite chlorito-séricitique ressemblant à s'y méprendre à des phyllites que nous plaçons dans le Verrucano découvert dans le Permo-Carbonifère frontal.

b) *Grès plus ou moins schisteux (parfois arkosiques)*

Ils forment la partie N du sommet du Mont Loéré, jusqu'aux quartzites du Trias du synclinal des Chèques, en direction du Mont Rouge.

Le sommet du Mont Loéré lui-même est en grès grossiers blanc-vert, passant à des schistes séricitiques tels que ceux que nous avons décrits plus haut. Plus au N viennent de véritables grès durs, faiblement métamorphiques, ayant gardé leurs caractères originaux et qui font encore partie du complexe des „schistes de Casanna supérieurs“. Ils alternent avec des schistes séricitiques verts („quartzites feuilletés“ d'E. ARGAND), et sont considérés comme plus anciens que le Permien par A. GANSSER [52], V. STREIFF [130] et E. WITZIG [152], dérivés d'anciens grès argileux. Ces bandes de grès sont caractéristiques, car nous les retrouvons toujours dans la même position stratigraphique: soit près des quartzites du Trias.

Il s'agit de roches plus ou moins massives, verdâtres (séricite), qui présentent à l'oeil nu des grains de quartz rose voisinant avec des éléments blancs, quartz et feldspath. En certains points, elles ressemblent à des quartzites du Trias, mais ne peuvent être considérées comme tels puisqu'ils sont encore entourés par des schistes séricitiques verts.

Structure: Blastopsammitique, porphyrique, donnant une impression nettement détritique.

Minéraux constitutifs:

Quartz: Formant la partie majeure de la roche et se présentant en grandes plages avec des extinctions fortement onduleuses, ou en grains fins.

Feldspaths: Albite: maclée en échiquier (Schachbrett), en grandes plages dépourvues d'inclusions; orthose: légèrement treillissée, pigmentée de fines impuretés brunes. Perthite: caractérisée par une association orthose-albite, en rares fragments.

Séricite: En fines paillettes presque incolores dans la masse de fond.

Minéraux accessoires:

Zircon: Quelques grains.

Carbonate: Quelques rares plages.

Apatite: Petits prismes.

Quelques amas noirâtres qui semblent être du leucoxène.

Galets: quartz, fragments de pâte felsitique et éléments très bien conservés à structure micrographique (albite, quartz).

Cette diagnose permet de déterminer un véritable grès arkosique dont les éléments proviennent sans doute de quartzporphyres et de microgranites.

Ce niveau détritique riche en feldspaths potassiques semble pouvoir être considéré comme un niveau-repère. En effet, différents auteurs mentionnent un niveau caractérisé par des quartzporphyres ou des roches à feldspaths potassiques, près des quartzites du Trias, juste sous les „quartzites feuilletés“ d'ARGAND. A. GÜLLER [65], dans la région de Zermatt, signale des roches détritiques à feldspaths potassiques; E. GÖKSU [63], dans le Val de Tourtemagne supérieur, des quartzporphyres en bandes; W. B. ITEN [76], des roches arkosiques mais sans microcline; A. de SZEPESSY [133], dans le ruisseau du Palasuit (descendant sur Liddes) des quartzporphyres ou des arkoses. Sans vouloir discuter les déterminations microscopiques de nos collègues, disons seulement que, suivant les endroits, on pourrait avoir de vrais quartzporphyres ou des arkoses métamorphisées identiques à celles que nous avons décrites à Tion et au Barrage des Dix [67]. Il est intéressant de noter la continuité de ce niveau. Il se peut que les arkoses de Tion (voir plus loin) s'y rattachent, mais leur position tectonique particulière ne nous permet pas de l'affirmer.

Disons encore que des bancs de grès semblables mais plus compacts et plus clairs, sans quartz rose, ont été trouvés dans la région de la „fenêtre“ de l'E.O.S. au S de l'Alpe d'Essertse. Ces roches (quartz et séricite-phengite) comprises dans des schistes du type Montset, ressemblent à des quartzites du Trias. blancs, compacts. Mais leur position dans les „schistes de Casanna“ conduit à les rattacher encore à ce complexe. Des roches du même genre se retrouvent dans le flanc N du synclinal des Chèques, près d'Artseno (affleurement marqué près du „D“, à l'E du pt 1905). Elles peuvent même être assimilées aux grès des Prasses (voir plus bas).

B. Groupe des phyllites

On les rencontre principalement dans la région des Pointes d'Essertse, juste avant le premier „gendarme“, en partant du col situé au S du Mont Loéré. Elles sont placées entre deux bandes de schistes et de grès schisteux blancs¹). On les retrouve au N du Greppon Blanc (2713,1 m) où elles forment un petit „gendarme“.

Ce sont des roches fortement écrasées, si bien qu'il est impossible d'en faire des coupes minces. Cependant, à l'oeil nu on peut y reconnaître la séricite et éventuellement un peu de chlorite, qui donnent à la roche cet aspect fortement satiné brillant et sa couleur gris-clair bleuté. Le quartz est aussi un des éléments constitutifs, plus ou moins abondant.

Dans les phyllites de la partie N des Pointes d'Essertse se sont développées de grosses masses de quartz qui contiennent quelques traces de minerais (Fahlerz) et qu'accompagnent des concentrations de chlorite analogue à celle que l'on trouve dans les diaclasses. Dans le même complexe, mais dans la région du Mont Seppé (au SE de notre terrain), nous avons observé une masse de quartz formant une sorte de boule de près d'un quart de mètre cube. Il s'agit certainement là de concentrations hydrothermales, comme semble le prouver la présence de minerais de cuivre gris.

La description du groupe des phyllites (plus ou moins gréseuses) des Pointes d'Essertse termine l'examen des „schistes de Casanna supérieurs“. Signalons encore que les schistes séricitiques blancs tels que ceux que nous avons décrits dans la région des Pointes d'Essertse et de la partie S du Mont Loéré, se retrouvent sous le synclinal des Chèques, au NW du point 1960 situé à l'E de l'Alpe d'Essertse. Constatons aussi que, de part et d'autre du synclinal des Chèques, il existe une grande dyssymétrie dans la répartition des faciès de „schistes de Casanna“. Tandis que la partie N synclinal est presque exclusivement constituée de „schistes de Casanna“ du faciès „inférieur“, la partie S au contraire est presque entièrement formée, sur notre territoire, de „schistes de Casanna“ du type „supérieur“. Nous verrons les raisons de cette dyssymétrie dans le chapitre consacré à la tectonique.

¹) Par suite d'une regrettable omission, la bande septentrionale de ces grès n'a pas été marquée sur la planche stratigraphique. En réalité, ce ne sont pas les phyllites des Pointes d'Essertse qui sont en contact avec l'ovardite séricitique appartenant au gneiss du Mondra, mais bien cette bande de grès.

Chapitre V.

CONSIDERATIONS GENERALES SUR L'ENSEMBLE DES
„SCHISTES DE CASANNA“

Dans les chapitres précédents, nous avons établi une classification des „schistes de Casanna“ sans tenir compte, ni discuter de leur origine, exception faite de „schistes de Casanna supérieurs“. Dans ce chapitre nous allons faire une étude des minéraux pris pour eux-mêmes, puis essayer de déterminer l'origine et l'âge de nos roches, et surtout de définir le rôle qu'a joué l'albite. Pour cela nous comparerons ces roches avec les formations du Permo-Carbonifère situé plus au N.

§ 1. Minéraux des „schistes de Casanna“

Nous considérons dans ce paragraphe tous les minéraux constituant aussi bien les roches vertes que les schistes encaissants. Nous commencerons par les éléments accessoires et subordonnés de ces roches, puis nous nous arrêterons plus longuement aux minéraux constitutifs tels que l'albite, le quartz, etc.

A. Minéraux accessoires

1. Zircon

On rencontre ce minéral très rarement et presque uniquement dans les „schistes de Casanna supérieurs“ en petits grains d'origine détritique. On le trouve aussi dans l'amphibolite à fuchsite et en inclusion dans le mica. Dans ce cas, sa cristallisation peut être due au métamorphisme épizonal.

2. Apatite

C'est un minéral omniprésent, rencontré dans toutes les roches sans exception, mais en quantités variables, parfois importantes. Il forme des grains incolores, allotriomorphes, rarement prismatiques, répartis principalement dans les éléments phylliteux (chlorite et séricite), moins abondants dans l'albite. Nettement métasomatique dans les „schistes de Casanna inférieurs“, il pourrait être détritique dans une partie des „schistes de Casanna supérieurs“. Mais comme sa forme est presque toujours la même, nous n'avons de ce fait aucun critère suffisant pour trancher la question de son origine. Sa présence est liée à celle de la tourmaline.

3. Tourmaline

Comme l'apatite, la tourmaline est aussi omniprésente. Elle est parfois fortement développée, si bien qu'on l'aperçoit à l'oeil nu en aiguilles vert foncé brunâtre.

Sous le microscope on observe des sections prismatiques ou trigonales. Nous n'avons pas trouvé de sections zonées montrant qu'il y a eu nourrissage, phénomène observé en revanche dans le Carbonifère. Cette tourmaline commune se localise spécialement dans les parties phylliteuses de la roche, où elle est nettement métasomatique. Dans un cas nous avons déterminé une tourmaline incolore légèrement rosée, en faisceau de fines aiguilles et montrant toutes les caractéristiques de la dravite (tourmaline magnésienne).

4. Grenat

Cet élément accessoire se rencontre plus spécialement dans les gneiss porphyroblastiques, les phyllites à porphyroblastes d'albite et quelquefois dans les „schistes de Casanna supérieurs“. Intacts, ces grenats sont rosés avec des contours géométriques caractéristiques. Ils se développent de préférence dans les éléments leucocrates (albite et quartz), comme le montre la figure 4 où l'on voit des grenats dont la croissance s'est arrêtée juste au bord de l'albite. Ils sont très souvent en voie de chloritisation, sans perdre pour cela leurs formes géométriques.

5. Sphène

C'est un des minéraux les plus répandus, mais dans des proportions très variables, plus fortes dans les roches prasinitiques que dans les „schistes de Casanna supérieurs“. Il se présente en petits grains parfois fusiformes, rarement en grands fuseaux, et se distribue d'une façon plus ou moins égale, soit en amas ou en traînées qui sillonnent le feutrage des roches et qui peuvent même traverser les porphyroblastes d'albite. On peut formuler à son égard plusieurs hypothèses génétiques: il pourrait dériver de minéraux opaques comme l'ilménite [141] ou provenir de l'altération d'un pyroxène titanifère, ou encore représenter un des constituants primitifs de la roche.

6. Leucoxène

Se rencontre dans les mêmes conditions que le sphène, puisqu'il en est le produit d'altération.

7. Rutile

Très rare, en petits grains jaune orange. Mais on l'observe principalement en petites aiguilles très fines, partant de grains de sphène leucoxénisé, comme le montre la fig. 5. Dans ce cas, c'est un produit de néoformation. Ces amas d'aiguilles se rencontrent uniquement dans les porphyroblastes d'albite.

8. Biotite

Comme il faut s'y attendre, la biotite ne peut être qu'un élément très accessoire, puisque nous nous trouvons dans un ensemble de roches („schistes de Casanna“ s.l.) atteintes par un métamorphisme épizonal. On en rencontre tout de même quelques écailles, généralement en voie de chloritisation. Il semble parfois que cette biotite soit primaire, ou que par apport de fer et de potasse, la chlorite ait pu être transformée en biotite. On la retrouve en rares écailles dans l'albite et en fines paillettes dans les grenats en voie de chloritisation.

9. Vermiculite

Ce terme désigne une sorte de biotite lessivée, que nous n'avons observée qu'une fois, dans les schistes séricitiques charbonneux („schistes de Casanna inférieurs“).

10. Carbonate

Il semble qu'il s'agit de calcite, parfois d'ankérite, fortement maclée et clivée. On peut parfois observer des extinctions onduleuses et des macles ployées (fig. 11). C'est un minéral présent en plages isolées dans toutes les roches, en amas de plusieurs éléments ou en filonnets pénétrant dans les fissures des feldspaths. Son abondance est quelquefois telle qu'il peut même être considéré comme un élément constitutif. Il remplace facilement tout le feutrage phylliteux. Le pouvoir „corrosif“ du carbonate est si grand qu'il peut détruire les feldspaths et subdiviser les porphyroblastes en petites plages s'éteignant en même temps (fig. 11). On le rencontre aussi en petits rhomboèdres dans les porphyroblastes d'albite et dans les concentrations de quartz. La présence du carbonate dans une roche implique toujours la présence de petits grains de quartz en quantité plus ou moins grande. Mais la réciproque de cette règle n'est pas toujours vraie. Au voisinage de roches riches en carbonate, telles que les schistes lustrés et les dolomies du Trias, les „schistes de Casanna“ sont fortement carbonatés, mais ceci ne veut pas dire que tout le car-

bonate que l'on rencontre dans ces schistes cristallins provienne de là, puisqu'il est parfois très abondant dans certaines roches éloignées de toute zone mésozoïque carbonatée. On est alors obligé d'admettre qu'il est peut-être le résultat de circulations plus tardives dans l'ensemble de ce complexe cristallin.

On peut affirmer avec certitude que le carbonate a cristallisé le dernier.



Fig. 11. Ovardite s.str. fortement carbonatée, montrant le carbonate en amas et en filonnets sectionnant un porphyroblaste en petites plages, simulant divers porphyroblastes, et corrodant complètement le feutrage. (Ech. 297'). Ab: albite; Cb: carbonate (calcite); Ch: chlorite; Qz: quartz. Grossissement 30 fois.

B. Minéraux constitutifs principaux

1. Amphibole

Nous avons rencontré plusieurs sortes d'amphiboles. Mais la plus abondante est certainement la hornblende commune, élément principal des prasinites s.str. et accessoire de quelques gneiss. Elle se présente en prismes et en aiguilles, accompagnant les éléments phylliteux. Dans les ovardites elle se localise parfois uniquement dans les porphyroblastes d'albite en fines aiguilles qui semblent résulter de réactions chimiques à l'intérieur même des porphyroblastes. La présence de soude en quantité croissante la fait devenir bleutée. Tandis que le glaucophane est très abondant dans les „schistes de Casanna“ du Val de Bagnes [137, 153], et plus au S dans le Val des Dix [145, 152], ici, sur notre territoire, il est extrêmement rare. Nous l'avons rencontré une seule fois

comme un des éléments constitutifs d'une prasinite. L'amphibole incolore de certaines prasinites et des amphibolites monominérales est moins fréquente et se place entre la trémolite et l'actinote.

Ces amphiboles peuvent provenir de la décomposition de pyroxènes ou de la recristallisation dans les roches d'éléments riches en chaux.

2. Zoïsite et minéraux du groupe de l'épidote

Comme l'amphibole, les minéraux du groupe de l'épidote sont les éléments constitutifs des roches prasinitiques et de certains gneiss. On peut donc rencontrer soit de la zoïsite qui semble être plus rare, soit un des minéraux du groupe de l'épidote, c'est-à-dire clinozoïsite, ou épidote -pistazite suivant la teneur en fer. Ces minéraux sont généralement distribués aussi bien dans le feutrage que dans les porphyroblastes d'albite, quelquefois cependant ils sont concentrés uniquement dans l'albite. Il arrive aussi qu'ils contiennent eux-mêmes des inclusions, et même qu'ils se chloritisent, surtout la zoïsite. Leur origine est à rechercher dans l'altération de certains plagioclases, ou dans la recristallisation de substances argilo-calcaires riches en chaux (argiles calcaires).

Ce groupe de minéraux, comme les amphiboles, est présent uniquement dans les „schistes de Casanna inférieurs”; il est abondant dans les prasinites et les ovardites prasinitiques, mais accessoire ou absent dans les gneiss porphyroblastiques.

3. Chlorite

Comme l'a déjà fait remarquer C. E. WEGMANN [145], ce minéral est beaucoup plus abondant dans les „schistes de Casanna inférieurs” où il constitue le feutrage des roches vertes et des gneiss, tandis que dans les „schistes de Casanna supérieurs” il n'est que très rarement représenté. La seule chlorite que nous ayons déterminée [140] grâce à un diagramme de poudre dû à l'amabilité du Professeur E. BRANDENBERGER, est une prochlorite (ripidolite) constituant le feutrage d'une ovardite s.str. Quant aux autres chlorites, nous nous sommes borné à en donner le signe optique, le pléochroïsme, les teintes de dispersion, et à en estimer la biréfringence. Nous n'avons jamais rencontré de clinochlore, caractérisé par ses extinctions obliques et ses macles. La chlorite forme rarement à elle seule une roche vraie, mais on rencontre parfois quelques concentrations de faible importance et plus rarement encore des bandes de faible puissance (quelques centimètres) comme nous avons pu en observer au contact des gneiss du type Mondra avec les grès (schistes séricitiques) au N des Pointes d'Esserte. On la trouve aussi en inclusions dans l'albite.

D'où vient cette chlorite? Son origine doit être multiple. Il se peut qu'elle soit le produit d'altération de la biotite, des grenats, de la zoïsite, comme nous l'avons observé, ou encore de pyroxènes [141] et même d'amphiboles (d'une part de la chlorite, et de l'autre du quartz). Mais elle pourrait être considérée comme un des éléments constitutifs de roches déjà riches en chlorite avant le métamorphisme. Il se peut aussi que dans les „schistes de Casanna supérieurs”, elle soit en partie détritique, comme l'a fait remarquer A. de Szepessy pour la série du Laget, dans le Val de Bagnes. Dans ce cas, il faut être très prudent car elle peut être, comme dans les formations permo-carbonifères, le produit du métamorphisme de matières argileuses.

4. Séricite

Sous le nom de séricite nous comprenons le mica incolore qui se présente en petites paillettes. Ce minéral, très abondant dans les phyllites séricitiques et dans les gneiss chlorito-séricitiques, forme généralement des amas ou des traînées, parfois quelques écailles dans l'albite; mais nous n'avons jamais rencontré de la séricite en fines écailles provenant de l'altération des porphyroblastes d'albite; la seule exception étant un gneiss à clinozoïsite où l'on voit nettement des plages d'albite passer progressivement à de la séricite. En règle générale la séricite semble provenir de la transformation de matières argileuses. Ainsi, dans les „schistes de Casanna supérieurs”, et plus spécialement dans les grès arkosiques du Mont Loéré, la séricite représente actuellement le ciment primitivement argileux de ces grès. On pourrait encore imaginer que la séricite est le produit de transformation de la biotite.

Quant à la muscovite (ou séricite en grosses écailles), elle est rare. On la rencontre parfois en écailles très limpides dans les porphyroblastes d'albite, ou dans les gneiss et phyllites. Nous n'avons pas comme à Pra Jean [29, 31] des gneiss chlorito-séricitiques à albite et muscovite, où l'on voit de la séricite voisinant avec de grandes écailles de muscovite. Il semble que le métamorphisme ait été plus intense dans la région de Pra Jean que dans la nôtre.

Chlorite et séricite sont en écailles isolées dans les parties granoblastiques des roches, ou intimement liées entre elles dans le feutrage.

5. Chloritoïde

Aux éléments phylliteux, ajoutons le chloritoïde (ottrélite) que nous avons signalé plus haut. Il est associé à la chlorite et à la séricite.

6. Quartz

Ce minéral est presque toujours présent aussi bien dans les gneiss que dans les schistes et même dans les roches vertes. Il se rencontre sous forme de grains dépourvus d'inclusions, donnant aux roches une structure granoblastique. Dans les porphyroblastes d'albite il est en gouttelettes généralement alignées et allongées selon le grand diamètre des porphyroblastes. Plus rarement, — et ceci dans les schistes à quelques porphyroblastes d'albite, — ces inclusions peuvent présenter des sections plus ou moins anguleuses. Si, dans les schistes et les gneiss, le quartz fait déjà partie de la roche primitive (origine détritique en grande partie), dans les prasinites et les ovardites s.str., il est très rare, et peut être alors le produit de destruction de pyroxènes ou d'autres minéraux comme les plagioclases. On pourrait éventuellement voir le résultat de cette transformation dans les prasinites gneissiques et les ovardites gneissiques.

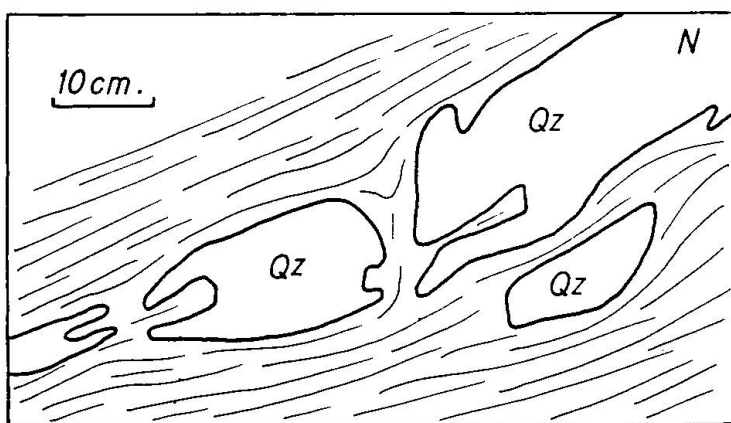


Fig. 12. Filon de quartz boudiné dans des gneiss chlorito-séricitiques porphyroblastiques.

Comme nous l'avons déjà fait remarquer dans le paragraphe concernant le carbonate, celui-ci est toujours accompagné de quelques grains de quartz. Ainsi, dans une roche nous pouvons avoir du quartz primaire déjà sur place et du quartz secondaire qui a cristallisé en dernier lieu. Mais pour qu'il y ait du quartz secondaire, il n'est pas nécessaire d'avoir du carbonate. En effet on peut observer des filonnets traversant les préparations, remplaçant le feutrage et semblant éviter parfois les porphyroblastes d'albite. Ces filonnets peuvent aussi s'infiltrer dans les cassures de l'albite.

Il n'est pas rare de trouver des filons de quartz parfois boudinés [147] (fig. 12) et plissés sur les parois. Des „schistes de Casanna inférieurs”

et „supérieurs” ainsi que des concentrations plus ou moins lenticulaires, même dans les roches vertes. Ici il ne fait aucun doute que ces concentrations sont le produit d’une sorte de sécrétion locale. On rencontre encore très souvent des galets de quartz roses et blancs les „schistes de Casanna supérieurs”.

7. Orthose

Ce minéral est uniquement à l’état détritique dans les grès arkoïques placés par C. E. WEGMANN [145] dans les „schistes de Casanna supérieurs”.

8. Perthite

Se rencontre dans les mêmes conditions.

9. Albite

Disons d’abord que nous nous sommes toujours efforcé de déterminer le pourcentage en An des plagioclases dans toutes les roches en utilisant la position des bissectrices aiguë et obtuse et les indices. Dans le cas de l’albite, un des indices est légèrement inférieur à celui du baume, l’autre lui étant faiblement supérieur.

Ainsi que l’avait fait remarquer C. E. WEGMANN, l’albite est un élément caractéristique des „schistes de Casanna inférieurs”, tandis que dans les „schistes de Casanna supérieurs” elle est beaucoup moins abondante. L’albite se présente presque exclusivement en porphyroblastes plus ou moins poecilites et donnant aux gneiss et aux roches vertes leur allure ocellaire caractéristique. Ces „yeux” d’albite sont formés par un seul élément, plus rarement par plusieurs. Les macles de l’albite simple et de Carlsbad sont rares. Ces porphyroblastes d’albite sont farcis d’inclusion de toutes sortes (et même de matière noirâtre), orientées suivant le grand axe géométrique du minéral, et parfois disposés en cercles ou même en gerbes plissotées. Lorsque la roche a subi une pression unilatérale, ces porphyroblastes s’alignent selon une certaine direction et leurs inclusions s’orientent et figurent en quelque sorte la schistosité de la roche (photo Ech. 406 Pl. VI). Mais lorsque cette roche a subi des déformations non uniformes, les porphyroblastes d’albite perdent leur alignement et paraissent parfois avoir pivoté. Ce phénomène a été observé ailleurs, principalement dans les schistes lustrés contenant des roches vertes [152]. On peut voir dans les porphyroblastes d’albite des roches vertes, des concentrations de minéraux du groupe de l’épidote, tandis qu’ils sont absents dans le feutrage. Il en est de même de l’amphibole, qui paraît se développer quelquefois en fines aiguilles presque exclusivement dans l’albite.

Dans le cas des minéraux du groupe de l'épidote, il se pourrait que ce soit le résultat d'une saussuritisation de plagioclases basiques [114, 115, 118, 143]; dans l'autre cas, la formation d'amphibole proviendrait d'impuretés disséminées dans l'albite de néoformation, après la croissance de cette dernière.

La présence de porphyroblastes plus ou moins poecilitiques contenant tous les minéraux constitutifs des différentes roches laisse entendre que l'albite s'est formée en dernier lieu, mais avant le carbonate. Le fait que ces porphyroblastes paraissent couper les autres minéraux à l'emporte-pièce confirme cette idée. Mais il va de soi que la pénétration marginale des éléments phylliteux dans l'albite n'est pas une preuve suffisante pour démontrer la métasomatose, puisqu'on observe déjà dans les quartzites du Trias la séricite qui pénètre marginalement dans les grains de quartz. Seul le fait que des inclusions de l'albite sont parallèles au feuillage, ou que des traînées de sphène partent du feuillage pour traverser l'albite, parle en faveur de la métasomatose.

Comme nous le verrons plus loin, la présence généralisée de porphyroblastes d'albite dans toutes les roches des „schistes de Casanna inférieurs” nous fait penser à une „albitisation”.

C. Minéraux opaques

Ce sont généralement des sulfures, rarement des oxydes.

1. Magnétite

Assez rare; se rencontre dans les phyllites.

2. Ilménite

Dans les amphibolites, où elle s'altère en sphène.

3. Pyrite

Parfois en très beaux cubes; on la trouve dans toutes les roches.

4. Pyrrhotine

Plus rare, spécialement dans les gneiss chloriteux.

Ces deux sulfures sont généralement en voie de limonitisation. La pyrite peut être parfois si abondante qu'elle donne à la roche en s'altérant

une couleur rouille caractérisant des fahlbandes. Par endroits, comme au Six des Fées, la pyrite est accompagnée de blende, chalcopyrite et galène, constituant des bandes faiblement minéralisées, qui sont facilement reconnaissable à leur couleur rouille et aux efflorescences jaunes et blanches de sulfate de calcium qui les recouvrent. Ces bandes, abondantes dans la région du Six des Fées, se raréfient en direction du N. Leur minéralisation [38] correspond à celle de Pra Jean décrite par R. CHENEVAL [30, 31].

Tous ces minéraux opaques sont nettement métasomatiques.

§ 2. Relations entre les différents minéraux

Si dans le cas des roches éruptives il est déjà malaisé de se rendre compte de l'ordre de cristallisation des différents minéraux, cette tâche est encore beaucoup plus difficile dans le cas des schistes cristallins, par suite des transformations que ces roches ont subies.

Dans les éléments phylliteux, la chlorite est antérieure à la séricite puisqu'on peut observer des écailles de séricite coupant à angle droit des paillettes de chlorite.

Dans les roches riches en chaux, il nous a été impossible de savoir si l'amphibole avait cristallisé avant l'épidote ou vice-versa.

Comme nous l'avons fait remarquer, l'albite est nettement postérieure au quartz, à la chlorite, à la séricite, à l'amphibole, à l'épidote, à la clinopistazite; ces minéraux n'ont pas entre eux de relation bien déterminées.

Nous pouvons en revanche affirmer avec certitude que le carbonate et une partie minime de quartz ont cristallisé en dernier lieu. Ici nous sommes en contradiction avec E. HALM [68], qui pense que le carbonate est antérieur à l'albite, puisqu'il forme des rhomboèdres à l'intérieur des porphyroblastes. Cela n'est pas un argument suffisant.

Quant aux minéraux accessoires, il est presque impossible d'en définir l'ordre de cristallisation. L'apatite et la tourmaline sont nettement métasomatiques. La tourmaline paraît être postérieure à l'apatite.

Tous les minéraux que nous venons de décrire font partie de l'épizone de U. GRUBENMANN [64], à part le chloritoïde. Ils caractérisent pour notre région un métamorphisme épizonal plus ou moins intense qui s'étend à toute la partie frontale du Pennique.

§ 3. Origine des „schistes de Casanna“ et de leurs roches vertes

Il est admis depuis longtemps [10, 134, 135], qu'une grande partie des „schistes de Casanna“ sont des paradérivés de roches détritiques argilo-gréseuses du type compréhensif. La présence de marbre est exceptionnelle; E. WIRZIG [152] en a signalé près du Barrage des Dix.

Si cette hypothèse génétique se vérifie facilement en ce qui concerne les „schistes de Casanna supérieurs“, l'origine des „schistes de Casanna inférieurs“ et de leurs roches vertes est, à notre avis, plus malaisée à mettre en évidence.

Tandis que le métamorphisme des „schistes de Casanna supérieurs“ est relativement faible, celui des „schistes de Casanna inférieurs“ est beaucoup plus marqué. Il en est résulté des phénomènes de recristallisation plus intenses et des échanges de solution entre les anciennes formations du complexe, si bien que les contacts entre les différentes roches ne sont pas très francs, mais au contraire assez confus.

Quels sont parmi les minéraux constitutifs ceux qui peuvent être considérés comme des minéraux antérieurs au métamorphisme?

Pour répondre à cette question, il est bon de comparer les „schistes de Casanna“ de la zone interne avec des séries proches de nous, sans pour cela sortir de Suisse en direction du Nord, par exemple vers le bouclier Baltique [126]. Il nous suffit de faire l'étude des formations permo-carbonifères, s'étendant plus au N, entre la Crête de Tion et le Trias „bordier“. Là nous trouvons des formations fort peu atteintes par le métamorphisme alpin. Il est facile d'y reconnaître d'anciens niveaux détritiques, conglomérats, grès, arkoses, grès argileux, argiles, etc., qui, en partie du moins, contiennent déjà les éléments constitutifs des gneiss et des „schistes de Casanna“. Ainsi on y trouve déjà la séricite, le quartz en grande quantité, la chlorite et l'albite détritique, ce dernier minéral dans des proportions moins grandes.

Il nous paraît donc logique de dire que les gneiss-chlorito-séricitiques porphyroblastiques dérivent d'anciens grès argileux; les gneiss „aplitiques“ peuvent se rapprocher des lits de quartzites feldspathiques qui, dans les formations permo-carbonifères, alternent avec des phyllites; les phyllites chlorito-séricitiques et les phyllites séricitiques avec quelques porphyroblastes d'albite dérivent certainement d'anciennes argiles contenant un peu d'albite à l'état détritique. Quant aux schistes séricitiques ne contenant presque pas d'albite, ils sont, nous l'avons déjà dit, d'anciens grès argileux.

Mais parfois, dans les gneiss et les phyllites, la quantité d'albite peut

être considérable et dépasser 50 %. D'où vient cette albite? Nous le verrons plus loin.

Tandis que certains auteurs, parmi lesquels T. J. WOYNO [153], H. TSCHOPP [137], C. E. WEGMANN [145] s'occupaient des roches prasinitiques des „schistes de Casanna”, la majorité, tels que S. FRANCHI [50], V. NOVARESE [94], R. ROSSONI [108], E. MANASSE [88], E. ARGAND [5] décrivaient celles que contiennent les schistes lustrés.

Les prasinites dérivent d'anciens gabbros ou diabases [13, 130], ou d'anciens tufs volcaniques [5, 10, 50], hypothèse permettant d'expliquer les termes de passage fréquents. Dernièrement [97, 140], nous avons fait remarquer qu'on pouvait étendre cette hypothèse aux ovardites s. str. et les comparer à d'anciennes coulées ou à des sills de roches spilitiques riches en soude et pauvres en chaux. Mais de nouveau, on trouve parfois dans ces roches vertes de l'albite en quantité anormalement grande.

La mise en place de roches vertes ne fait aucun doute. D'abord, dans les schistes lustrés de la zone du Combin, nous avons des roches vertes identiques aux nôtres et qui sont accompagnées de gabbros et de diabases. De plus, dans des conditions de métamorphisme presque identiques, on trouve dans les schistes lustrés frontaux, près de Viège, des roches basiques signalées par A. WERENFELS [149] et étudiées plus en détail par M. VUAGNAT [142]. Ce dernier a pu mettre en évidence la présence de pillows transformés en partie en roches prasinitiques, mais ayant gardé leur texture primitive. V. STREIFF [130] montre encore dans les Grisons la liaison qui existe entre des roches prasinitiques et des gabbros et diabases. De même, F. ELLENBERGER [45, 47], dans la Vanoise, signale des gabbros saussuritisés et ouralitisés, des serpentines avec restes de diallage, des prasinites contenant de l'oligiste dessinant des squelettes d'olivine, et des roches à glaucophane, le tout intercalé dans le Permo-Houiller équivalent aux „schistes de Casanna” du Valais.

Quel est l'âge des intrusions basiques dans notre territoire? Nous serons très bref puisque, ainsi que nous l'avons vu, l'âge de la roche encaissante est pour ainsi dire inconnu. Nous n'admettons pas l'hypothèse de H. TSCHOPP [137] qui, comparant la composition chimique des roches intrusives dans les „schistes de Casanna” à celle d'une série de roches provenant des massifs centraux allemands siluro-dévonien, croit démontrer, en se basant uniquement sur cet argument d'ordre chimique, que les roches vertes du Val de Bagnes ont fait intrusion au Carbonifère dans des formations plus anciennes. Tout ce que nous pouvons dire, c'est que ces roches intrusives font peut-être partie du cycle her-

cynien et qu'elles n'ont rien à voir avec celles des schistes lustrés faisant partie du cycle alpin. Malgré cela, elles ressemblent en beaucoup de points à celles des schistes lustrés de la zone du Combin. Nous ne croyons pas, comme C. E. WEGMANN le pense [146], qu'il existe une différence de faciès entre les prasinites des „schistes de Casanna" et celles des schistes lustrés (mésozoïques). Les roches vertes mésozoïques de la zone du Grand Combin (excepté celles qui contiennent encore d'anciennes structures), et celles, paléozoïques, de la partie frontale de la nappe des Mischabel, sont arrivées à un même stade épizonal de métamorphisme.

Nous pouvons résumer ainsi l'origine des „schistes de Casanna":

Schistes séricitiques: Anciens grès argileux.

Gneiss chlorito-séricitiques porphyroblastiques et

Gneiss oeillés: Grès feldspathiques argileux.

Lorsque la quantité d'albite est par trop grande, on peut supposer qu'il y a eu un apport de soude.

Gneiss chloriteux: Eventuellement d'anciennes roches vertes écrasées.

Gneiss aplitiques: Quartzites feldspathiques.

Amphibolites à grenats: Complexes argilo-calcaires.

Amphibolites monominérales: La présence de fuchsite nous fait penser à des roches intrusives.

Ovardites s.str.: Roches spilitiques.

Prasinites s.str.: Gabbros, diabases ou tufs volcaniques.

Ovardites gneissiques: Roches spilitiques avec quartz secondaire.

Prasinite gneissique: Gabbros à pyroxène (diallage) ou tufs volcaniques.

Phyllites à porphyroblastes d'albite: Argile riche en albite détritique.

Le métamorphisme n'a pourtant pas été tellement intense qu'il ait effacé tous les contacts, puisqu'on en voit parfois encore de très nets, comme c'est le cas entre les gneiss „aplitiques" blancs et la roche encaissante.

Nous avons en outre observé à la limite S de notre territoire, sur la paroi du Six des Fées, juste au-dessus du Bisse d'Hérémence, un magnifique contact entre une puissante assise d'ovardite gneissique et des gneiss chlorito-séricitiques porphyroblastiques. Ici, l'ovardite gneissique est zonée, tandis que les gneiss encaissants sont fortement plissotés. Il ne nous semble pas que cette disposition soit le résultat de plissements

„différentiels”, car ces roches ont la même rigidité (minéraux constitutifs presque identiques). Il se peut que nous ayons ici une coulée ou une intrusion basique.

§ 4. Albitisation

Comment expliquer la présence parmi les minéraux constitutifs d'albite porphyroblastique, et surtout les proportions anormales de ce minéral que l'on observe parfois? Ceci nous fait penser à une sorte d'„albitisation”.

De nombreux auteurs, en effet, parlent d'albitisation, mais ne s'étendent pas sur la signification de ce terme. M. SCHNELL [114, 115] reprend, pour les roches basiques des nappes penniques, le principe de l'albitisation consistant en la destruction de plagioclases donnant, d'une part, des éléments du groupe de l'épidote et, d'autre part, de l'albite généralement non maclée, comme l'ont décrit K. SMIRNOFF [118] et d'autres [106, 107, etc.] dans les roches éruptives. C'est en somme le phénomène de la saussuritisation. Cette hypothèse est applicable à certaines variétés de prasinites, mais non aux ovardites s.str., puisque ces roches ne contiennent pas d'éléments calciques. Comme nous l'avons fait remarquer, ces ovardites peuvent provenir d'anciennes roches spilites riches en albite. De même, la présence d'albite de néoformation dans les phyllites et les gneiss porphyroblastiques ne peut s'expliquer par la saussuritisation.

D'où viennent alors ces porphyroblastes qui parfois peuvent se concentrer en zones ou en masses diffuses?

1. Dans le cas des ovardites s.str., de certaines phyllites, des gneiss chloriteux et de certains gneiss pauvres en albite, il se peut que les feldspaths se soient formés sur place sans apport extérieur, mais par recristallisation due au métamorphisme. Nous avons vu que pour ces roches l'albite pouvait être un minéral primitif. Les porphyroblastes se seraient formés dans les parties de moindre résistance et les zones phylliteuses, aux dépens de grains d'albite se trouvant déjà dans la roche-mère. (photo Ech. 332 Pl. VI). Les gneiss oillés nous donnent un bon exemple de formation de porphyroblastes in situ, aux dépens de l'albite, peut-être détritique, finement grenue de la masse de fond (photo Ech. 384 Pl. VI).

2. Pour les gneiss riches en porphyroblastes d'albite et les ovardites séricitiques, l'hypothèse d'une cristallisation sans apport ne nous paraît pas soutenable. Il faut alors imaginer une albitisation au sens propre du

mot, comme l'ont signalée maints auteurs dans les régions mésozoïques riches en roches vertes et même dans d'autres formations. Des phyllites et schistes séricitiques pauvres en albite auraient été plus ou moins albitisés. De tels phénomènes ont été décrits par E. ARGAND [10], GB. DAL PIAZ [35], A. GANSSER [53], W. NABHOLZ [91], E. WITZIG [152] dans les roches mésozoïques métamorphiques, par P. BEARTH [16, 18, 19] dans l'élément Mont-Rose de la nappe des Mischabel et par P. BELLAIR [20] dans les massifs centraux dauphinois.

Faut-il penser à une albitisation généralisée des „schistes de Casanna” par apport de soude de l'extérieur? Nous ne le croyons pas, car de ce fait, en enlevant l'albite des prasinites et ovardites, par exemple, nous aurions des roches dont l'origine serait par trop énigmatique [140]. De plus, toutes les roches n'ont pas été atteintes par les venues de soude. En effet, nous avons décrit des schistes séricitiques, des amphibolites monominérales et des gneiss chloriteux (albite, chlorite, quartz) sans porphyroblastes, roches situées à la périphérie ou même à l'intérieur de la masse des „schistes de Casanna inférieurs” (flanc N du synclinal des Chèques).

La présence de roches vertes riches en soude (actuellement prasinites et ovardites s.str.) semble donc établie. Mais la quantité d'albite qui aurait pu diffuser de part et d'autre de ces roches est encore insuffisante pour expliquer le pourcentage anormalement grand de ce minéral dans les gneiss encaissants. Nous pouvons alors rejoindre l'hypothèse de A. GANSSER [52], à savoir qu'aux intrusions de roches vertes, et en liaison avec elles a succédé une venue de soude qui, par „télémétamorphisme” [10], aurait albitisé les roches encaissantes. Ainsi dans la Vanoise, le Permo-Carbonifère métamorphique, qui est l'équivalent des „schistes de Casanna” dans le Valais, comprend des roches prasinitiques voisines de gabbros [45, 47]. L'albitisation et même la glaucophanisation des roches encaissantes y ont été observées.

Pour confirmer l'hypothèse d'une albitisation liée à des intrusions de roches vertes, nous pourrions encore dire que lorsqu'il n'y a plus de roches vertes, comme dans les „schistes de Casanna supérieurs”, les roches ne sont plus albitisées, tandis que les „schistes de Casanna inférieurs” le sont en partie lorsqu'elles sont présentes. La région du Mondra pourrait être une exception, mais ici nous avons signalé la présence d'une ovardite séricitique.

Il nous paraît donc plausible d'admettre un certain rapport entre la présence de porphyroblastes d'albite dans les gneiss et les roches vertes qu'ils contiennent.

Dans le Val d'Anniviers, E. HALM [68] décrit une albitisation en liaison, cette fois, avec des aplites et pegmatites, tandis que P. BEARTH signale le même phénomène dans le massif du Mont-Rose, mais sans admettre de liaison avec une activité magmatique quelconque. H. E. CORNELIUS [34] et F. ELLENBERGER [47] pensent que l'apport de soude est intimement lié à la présence de carbonate, c'est-à-dire que les solutions albitisantes auraient été riches en carbonate de soude.

Comme nous l'avons fait remarquer dans une note [140], le métamorphisme alpin, après avoir détruit complètement les anciennes structures des roches, a provoqué une sorte de regroupement des divers minéraux, processus permettant d'expliquer l'association des chloritites aux ovardites s.str. en les faisant provenir d'un seul et même ensemble. Cela peut aussi expliquer l'allure zonée de certaines roches où alternent des bandes claires riches en albite et des bandes sombres riches en chlorite. De plus, on pourrait aussi comprendre la répartition assez particulière de certains porphyroblastes disposés en „pseudostratification entrecroisée”, comme si nous avions affaire à de l'albite détritique, ainsi que nous avons pu l'observer par place dans les „schistes de Casanna inférieurs”. L'albite ici s'est déposée aux endroits de moindre résistance, c'est-à-dire le long de plans de schistosité qui étaient entrecroisés.

Sous le microscope, on les voit se localiser principalement dans les parties phylliteuses (photo Ech. 332 Pl. VI).

1. Age de l'albitisation

Considérant comme d'âge alpin les aplites et les pegmatites incluses dans les „schistes de Casanna” ainsi que la minéralisation, E. HALM [68] démontre que l'albitisation précède et continue la minéralisation. Pour lui, l'apport de soude nécessaire à la formation de l'albite dans les „schistes de Casanna” paléozoïques est alpin. P. BEARTH [18, 19], dans la région du Mont-Rose, parle aussi d'une albitisation générale qu'il faut considérer comme alpine et qui aurait atteint le Mésozoïque aussi bien que le Paléozoïque. D'après lui, il ne faut donc pas chercher une relation quelconque avec des roches éruptives, mais admettre un phénomène général indépendant, postérieur aux derniers mouvements alpins, puisque l'albite n'est ni altérée ni déformée et qu'on observe parfois des plissotis dessinés par les inclusions dans les porphyroblastes.

A notre avis, cette vue est trop schématique. Il est évidemment beaucoup plus simple d'imaginer une seule albitisation. Mais comment expliquer que les „schistes de Casanna supérieurs” formant dans notre

terrain la presque totalité du flanc S du synclinal des Chèques (voir fig. 1 et profils Pl. III) ne soient pas albitisés, bien que séparés du complexe des „schistes de Casanna inférieurs” constituant le flanc N seulement par une mince bande de Trias? Il semble plutôt qu'avant le plissement alpin final, l'albitisation avait déjà fait son oeuvre, puisqu'elle n'a pas traversé le Permo-Carbonifère placé par des effets tectoniques sous les „schistes de Casanna”, ni le complexe mésozoïque du synclinal des Chèques. Mais il y a mieux encore.

ED. PAREJAS et J. W. SCHROEDER [99] ont décrit pour la première fois, en mentionnant la présence de roches vertes, une brèche signalée par E. ARGAND [154] sur la Carte du Grand-Combin, dans la région de Torrembé. Dernièrement, A. SZEPESSY [133] a fait une description détaillée de ce „conglomérat à ciment calcaire”. Nous avons récolté quelques éléments de cette formation et nous avons reconnu des ovaridites plus ou moins gneissiques et des gneiss chlorito-muscovitiques („schistes de Casanna”). Bien que plus métamorphiques que les nôtres, ces roches présentent de gros porphyroblastes à macles polysynthétiques, dont les inclusions se poursuivent parfois dans le feutrage. Nous sommes donc en présence des mêmes roches que nous avons décrites sur notre terrain.

Ainsi la présence de roches vertes et de gneiss albitisés dans cette formation conglomératique, d'âge triasique [154, 133] ou liasique [99] et transgressant sur les „schistes de Casanna”, prouve qu'il s'était produit déjà avant la transgression un apport d'albite évident.

Il nous semble donc que l'„albitisation” des „schistes de Casanna” dans le sens que nous lui avons donné est liée soit aux roches vertes, soit aux roches pegmatitiques et aplitiques et que son âge est anté-mésozoïque.

Dans la région du Mont-Rose, la présence de granite pourrait bien être la cause de l'albitisation des schistes encaissants, comme le pense aussi P. BELLAIR [20] pour expliquer l'existence d'albite en porphyroblastes dans les roches voisines des massifs centraux dauphinois.

Nous pourrions schématiser ces phénomènes de la façon suivante:

1. Intrusion de roches basiques (roches vertes) et acides (aprites, pegmatites) dans les „schistes de Casanna”, accompagnée d'un apport de soude, au cours d'un cycle orogénique anté-alpin.

2. Intrusion de roches basiques (roches vertes) dans les zones mésozoïques, accompagnée aussi d'un apport de soude, mais cette fois au cours du cycle orogénique alpin.

§ 5. Résumé des observations relatives aux „schistes de Casanna“

1. C'est un complexe d'âge encore indéterminé dont la base est inconnue dans notre région et dont le sommet comprend au moins le Permien. Il passe au Trias sans discontinuité.

2. L'ensemble de ces roches est constitué par des gneiss chlorito-séricitiques plus ou moins porphyroblastiques. Des roches vertes, soit prasinites, ovardites, rarement des amphibolites, accompagnent seulement les gneiss porphyroblastiques.

3. Les schistes et les gneiss dérivent en grande partie de grès argileux, de grès ou d'argiles si ce sont des phyllites. Les roches vertes sont sans doute d'anciens gabbros, diabases, tufs volcaniques ou roches spilithiques.

4. Par suite du métamorphisme alpin, il est difficile de distinguer à coup sûr l'origine de ces roches, puisque des solutions riches en soude en relation plus ou moins lointaine avec les roches vertes, se sont répandues dans tout le complexe des „schistes de Casanna inférieurs“, provoquant une albitisation partielle de ces formations. Les „schistes de Casanna supérieurs“ n'ont pas été albitisés puisque les roches vertes font pratiquement défaut.

5. En les comparant avec les roches du Permo-Carbonifère, il est possible de se rendre compte du genre de sédimentation; elle est plus fine, compréhensive, dans les „schistes de Casanna“, tandis qu'elle est plus grossière dans le Permo-Carbonifère situé plus au Nord, les conglomérats et les grès grossiers étant abondants.

6. Le seul niveau repère caractéristique se trouve dans la partie supérieure du complexe près des quartzites du Trias; c'est un horizon de grès arkosiques qu'on peut rattacher aux niveaux de quartz-porphyras ou de roches à feldspaths potassiques qui ont été signalé dans les environs.

7. La différence entre les „schistes de Casanna inférieurs“ et les „schistes de Casanna supérieurs“ n'est que pétrographique, sans accuser pour cela une différence d'âge, l'intrusion de roches vertes donnant un aspect plus métamorphique aux roches encaissantes.

Chapitre VI

PERMO-CARBONIFERE

§ 1. Historique

Anciennement, il n'était pas question de Permo-Carbonifère dans le front pennique, ces formations étant englobées dans les „schistes de Casanna" dont elles constituaient la zone „externe" [10]. Définies dans la Vanoise par P. TERMIER [134, 1], elles furent mises en évidence en Valais par E. ARGAND [8], bien qu'il n'en fasse pas mention dans ses profils et cartes tectoniques [155, 156]. C. E. WEGMANN [145] fut le premier dans notre région à en faire une étude détaillée, mais en se limitant à la partie située entre Vex et la Crête de Tion.

Ce sont des formations détritiques plus grossières que les „schistes de Casanna" en général. Elles en diffèrent encore par leur métamorphisme moins intense et par une absence totale de roches à porphyroblastes d'albite et de roches basiques et acides.

Nous nous sommes efforcé de distinguer divers faciès et de les reporter sur la carte (Pl. II), mais relevons tout de suite que les limites entre les différents types de roches sont sujettes à caution, étant donné la faible densité des affleurements. Nous avons pu cependant déterminer des zones où prédominent certains faciès de roches.

Le Permo-Carbonifère est limité au Sud, où ses premiers affleurements sont situés à l'W de Riauf, par les „schistes de Casanna"; et au Nord par le Trias „bordier", passant par Vex, les Agettes et Veysonnaz.

§ 2. Classification des faciès du Permo-Carbonifère

Nous allons décrire ces formations sans tenir compte de leur position tectonique, mais uniquement par faciès.

A. conglomérats et grès arkosiques de Tion.

1. Conglomérats

2. Grès arkosiques.

a) Grès arkosiques gris.

b) Grès arkosiques verts.

B. Arkoses de la Crête de Tion.**C. Grès conglomératiques et grès arkosiques d'Hérémence.****D. Phyllites grises et grès phylliteux gris vert.**

- E. Phyllites noires et gris verdâtre.
 - 1. Phyllites noires „vermiculées ou non,
 - 2. Phyllites gris verdâtre „vermiculées” ou non.
- F. Permo-Carbonifère à faciès du Verrucano.
 - 1. Phyllites, schistes chlorito-séicitiques, grès.
 - a) Phyllites.
 - b) Schistes chlorito-séicitiques.
 - c) Grès feldspathiques gris.
 - 2. Grès feldspathiques zonés.
 - 3. Grès feldspathiques blancs.
 - 4. Grès feldspathiques calcaréo-dolomitiques et dolomies.
 - 5. Formations conglomératiques.
- G. Grès des Prasses.
 - 1. Grès séicitiques massifs.
 - 2. Grès séicitiques schisteux.
 - 3. Schistes séicitiques.

A. Conglomérats et grès arkosiques de Tion

1. Les conglomérats

La couleur de ces roches varie suivant la quantité et la variété de séicite qu'elles contiennent; elle va du blanc gris (séicite incolore) au vert clair (phengite). Ces conglomérats ne forment pas de bancs continus mais plutôt des îlots lenticulaires dispersés dans les grès. On en rencontre aussi, mais avec beaucoup moins de galets, au SW de Couca Bas, sur le replat, près de la conduite forcée au NE du point 2168 et au N de Fini, où, reposant sur du Verrucano, ils plongent presque verticalement. En outre, ils affleurent au S de Proulin, lieu situé à l'E de Veysonnaz et à l'E de Le Clou, près du Bisse d'Héremence. Là ce sont les galets d'aplite blancs et les quartz de même couleur qui prédominent.

Le plus bel exemple de conglomérat polygénique se trouve au NW du point 2168, au N de la Trabonta. Comme galets nous avons:

- 1. des aplices (albite et quartz) de couleur claire, dont le plus gros fragment mesure 42 cm de diamètre maximum;
- 2. des aplices à microcline, claires;
- 3. des tourmalinites, noires, vert-foncé, constituées par de très fines aiguilles de tourmaline, présentant parfois une structure fibro-radiée, accompagnées de quartz en petits grains réguliers;
- 4. du quartz blanc ou rose;
- 5. des schistes séicitiques gris, en fragments très allongés.

Les galets d'aplite prédominent.

Tous ces éléments sont cimentés par une pâte à grains plus fins, constituée de quartz, de séricite et de quelques feldspaths, principalement de l'albite parfois maclée en échiquier.

2. Grès arkosiques

a) *Grès arkosiques gris*

Ces roches se rencontrent principalement près de la Trabonta entre la cheminée d'équilibre de la conduite forcée et la pâture de Tion. Ce sont des grès plus ou moins grossiers, avec quelques petits galets. Ils sont gris, plus ou moins satinés sur les plans de clivage, quelquefois fortement plissotés et présentent une sorte de „schistosité entrecroisée” (deux plans de schistosité s'entrecroisant).

Structure: Détritique, encore visible. Elle est porphyroblastique et lépidoblastique.

Minéraux constitutifs:

Quartz: En gros grains ou en petites plages dans la masse de fond. Les contours ne sont pas francs et sont en partie dissous, donnant ainsi une auréole mixte de quartz-séricite finement cristallisée. Parfois cette auréole forme des golfes profonds dans les grains mêmes. Leur extinction peut être si fortement onduleuse qu'elle simule des sortes de macles (stries de Boehm). Quelquefois les plages sont remplies d'inclusions submicroscopiques de couleur brunâtre.

Albite: Moins abondante que le quartz, formant avec lui la masse de fond; se présente en grains à extinction faiblement onduleuse, à contours anguleux, contrairement à ce qu'on voit dans les „schistes de Casanna“, et montrant de nombreuses macles polysynthétiques ou en échiquier, rarement ployées; seule la séricite d'altération se trouve en inclusions à l'intérieur des grains, en paillettes s'orientant quelquefois selon les plans cristallographiques (001), ($\bar{1}10$), moins souvent selon (110) et ($\bar{1}01$).

Séricite: En fines paillettes incolores, irrégulièrement réparties, formant parfois de petits amas dans la masse de fond où elle est le produit de recristallisation de matières argileuses, ou dans les porphyroblastes d'albite, provenant alors de la décomposition des plagioclases.

Chlorite: Irrégulièrement répartie, associée à la séricite.

On peut se demander si cette chlorite est le produit du métamorphisme de matières argileuses ou si elle provient d'une biotite détritique altérée, ou encore si elle est primitivement détritique.

Minéraux accessoires:

Apatite: En petits grains.

Tourmaline: Soit détritique, en grains fortement pléochroïques, soit de néoformation, en petits prismes vert bouteille ou incolores.

Zircon: En petits grains.

Sphène; un minéral à fort relief ayant certaines caractéristiques du chloritoïde (?); éventuellement du rutile.

Lorsque la roche est assez grossière, le microscope permet d'observer de petits galets de quartzite (?), d'aplite avec albite à macles polysynthétiques, de microgranite à pâte felsitique.

On rencontre aussi cette variété à l'W de Riau, sous le bisse d'Héremence, sous forme d'une roche blanc grisâtre présentant tous les caractères propres aux grès arkosiques que nous venons de décrire, avec en plus un peu d'épidote. L'albite, qui présente des lamelles polysynthétiques selon la loi de l'albite et qui est en voie d'altération, paraît nettement détritique (voir photo Ech. 426 Pl. VI). Cette sorte d'albite nous a servi de critère pour distinguer le Permo-Carbonifère du complexe des „schistes de Casanna” où prédomine de l'albite de néoformation en porphyroblastes.

b) *Grès arkosiques verts*

Ces roches qui ne se rencontrent que dans les environs de l'ancien bisse de Servais au N et à l'W du point 2168, ne diffèrent des précédentes que par la présence d'une variété de séricite vert pâle (phengite) qui donne à la roche sa couleur, et par une plus grande quantité de grains d'albite maclée en échiquier.

Elles sont massives, montrent à la cassure de nombreux points porcelanés, parfois roses, qui ne sont autres que des feldspaths. On y observe aussi de petits galets d'aplite et de quartz. Par certains côtés cette variété de grès ressemble aux anciens orthogneiss de Tion dont nous parlerons ci-après.

Dans les types a) et b), nous n'avons pas trouvé de feldspaths potassiques, excepté dans un galet de gneiss à microcline maclé.

B. Arkoses de Tion (anciens „orthogneiss de Tion“)

La masse principale (voir les emplacements sur la carte géotechnique [165] pour Tion et le Barrage de la Dixence) est de patine rousse claire, tranchant avec les „schistes de Casanna” de couleur rouille verdâtre. La position stratigraphique de ces arkoses n'est pas nettement définie puisqu'elles sont intercalées entre le Permo-Carbonifère et des „schistes de Casanna”. Dans l'ensemble elles sont plus ou moins stratifiées et plongent vers le N (photo fig. 13). Nous avons parlé de ces

roches à deux reprises [138, 67]. Nous n'y reviendrons pas. Disons seulement que nous avons distingué quatre types:

- a) les quartzites feldspathiques blancs, avec séricite incolore;
- b) les quartzites feldspathiques vert plus ou moins foncé, avec phengite;
- c) le faciès granitique vert foncé, à biotite (voir appendice);
- d) le faciès conglomératique à rares galets de quelques centimètres de diamètre.



Fig. 13. Crête de Tion prise de l'Alpe de Tion (versant E). Vue sur le chevauchement séparant les arkoses de Tion permo-carbonifères. P-C: Permo-Carbonifère. a-b: faciès quartzo-feldspathique (blanc et gris verdâtre). c: faciès „granitique“ vert foncé (à biotite et chlorite). d: faciès à galets et grès séricitique.

Dans les quatre faciès nous avons rencontré des perthites (orthose plus ou moins albitisée), maclées selon Manebach, où cette macle est elle-même maclée polysynthétiquement selon la loi de l'albite, ceci plus ou moins perpendiculairement au plan de macle de Manebach. Parfois les macles en échiquier simulent du microcline.

La répartition de ces faciès est la suivante: la grande masse des arkoses est constituée par les types a) et b), tandis que les types c) et d) sont localisés entre les deux cabanes sises sur la Crête de Tion (voir les profils géologiques Pl. III). Une stratification plus ou moins bien marquée, la présence de galets, rares il est vrai, et de grandes variations du rapport

entre quartz et feldspaths, nous font penser à des arkoses. On peut les comparer aux roches indiquées comme „quartzporphyres”, situées près du barrage du Val des Dix [67, 152], qui ont les mêmes caractères mais où les feldspaths sont maclés principalement selon Baveno et où nous avons trouvé quelques petits galets de microgranite avec encore un peu de pâte felsitique. Rappelons que C. E. WEGMANN [145] a rapproché ces „quartzporphyres” des bésimaudites A. SZEPESSY [133] a signalé dans la région au Mont Rognieux des formations analogues, et un échantillon récolté dans ces parages par notre collègue J.-J. CALAME possède les caractères du type c). De mêmes roches à perthites ont été encore signalées par C. E. WEGMANN à l'Alpe de Lovagnoz et par A. DIAS [39], qui les a prises pour des „schistes de Casanna”, dans la région de la jonction des trois torrents des Mayens de Praz, mais dans lesquelles il voit du microcline. L'extension de telles formations, que l'on rencontre à plusieurs kilomètres de distance, dans des conditions rappelant celles de roches sédimentaires, confirme l'hypothèse d'une origine détritique.

Les arkoses de Tion ne sont pas dans leur position stratigraphique réelle. Comme nous le verrons dans la partie tectonique, cette masse semble être séparée du reste par deux plans de chevauchement; le contact se fait au S avec des gneiss chloriteux des „schistes de Casanna inférieurs”, tandis qu'au N elles viennent buter presque à angle droit contre les formations permo-carbonifères contenant, elles aussi (voir plus haut), uniquement de l'albite maclée très souvent en échiquier. L'âge de ce complexe est difficile à déterminer; le seul niveau à feldspaths potassiques duquel nous puissions le rapprocher est celui qui se trouve juste sous les quartzites permotriasiques, près des „quartzites feuilletés” d'Argand (voir Chapitre IV, A 3 b, p. 368); il pourrait donc s'agir de Permien (ou du Permo-Carbonifère).

C. Grès conglomératiques et grès arkosiques d'Hérémence

Ce sont des roches plus ou moins grossières, de couleur verdâtre, qui affleurent principalement autour du village d'Hérémence, et s'étendent jusqu'en dessous de la route cantonale Vex-Euseigne. Elles sont plus ou moins massives, mais parfois fortement écrasées (Talkschiefer de B. STUDER [132]), comme c'est le cas le long du bisse qui passe au-dessous d'Hérémence, et provoquent alors des glissements de terrains importants. Cette zone schisteuse peut avoir plus de cent mètres d'épaisseur. Ces grès conglomératiques et arkosiques ressemblent plus spéciale-

ment à la variété verte de Tion (2, A, b). En effet, à Hérémence nous avons aussi comme mica une sorte de phengite.

Sous le microscope ces roches sont identiques en tous points à celles de Tion (variétés arkosiques A, 2, b). Pas de feldspaths potassiques, mais albite maclée en échiquier. Quelques petits galets d'aplite et de quartz. La structure est en revanche plus écrasée, si bien que parfois on peut les confondre avec des schistes séricitiques. A l'oeil nu, elles ont gardé leur aspect nettement détritique. L'étirement dans la région d'Hérémence est manifeste. En effet, il n'est pas rare de voir des galets d'aplite de 1 à 2 cm d'épaisseur, étirés sur plusieurs dizaines de centimètres. Sous le microscope, ces galets passent à la pâte encaissante en s'effilochant.

On observe dans ces formations des alternances de lits blancs (quartz) et de lits vert clair (séricite (phengite)), dont l'épaisseur est de l'ordre du millimètre. On pourrait se demander si l'on ne se trouve pas en face de vestiges d'une sédimentation rythmique. Nous ne le pensons pas, car ces alternances se relayent entre elles, montrant qu'il s'agit non de vrais lits mais de grains de quartz fortement étirés, entourés d'une mince couche de phengite.

L'ensemble de la formation détritique d'Hérémence est elle-même sillonnée par places de filons de quartz blanc d'où partent de nombreuses apophyses parallèles à la schistosité, coupant parfois à angle droit les formations. Un peu d'oligiste micacé accompagne ces filons de quartz: juste au-dessus d'Hérémence, à l' W de St-Quentin. Dans la région de la Comba située au SE d'Hérémence, sur le Bisse allant à Vex, cet oligiste est accompagné de cobaltine nickelifère.

Ces formations d'Hérémence semblent renversées; elles passent à la base à des phyllites grises satinées et à des grès phylliteux que nous allons étudier, et au sommet à des grès alternant avec des schistes auxquels font suite sans discontinuité les quartzites du Trias du synclinal de la Borgne. Comme nous l'avons déjà dit, ce passage s'observe très bien sur la rive gauche d'un ruisseau partant du glissement de terrains situé au N d'Hérémence; il est à comparer au passage entre les quartzites du Trias du synclinal des Chèques et les „schistes de Casanna supérieurs”, au N du Mont Loéré.

D. Phyllites grises et grès phylliteux gris verdâtre

Ces formations gréseuses et conglomératiques disparaissent vers le N, comme nous l'avons indiqué sur la carte des faciès jointe à notre carte géologique (Pl. II).

Les grès phylliteux sont peut-être un terme intermédiaire entre les grès d'Hérémence et les phyllites grises, satinées; nous avons cru voir ce passage entre Ayer et la Tséjéroula au S d'Hérémence, où les grès conglomératiques d'Hérémence passent à des grès phylliteux gris, puis à des phyllites grises. C'est dans ce complexe que C. E. WEGMANN a trouvé de petites lentilles de graphite que nous avons recherchées en vain. Ces phyllites sont plissotées, brillantes sur leurs plans de clivage, quelquefois gaufrées.

Structure: Lépidoblastique et granoblastique.

Minéraux constitutifs:

Séricite: En fines écailles bien ordonnées, parfois plissotées.

Chlorite: (Signe optique positif; pléochroïsme intense; teinte de dispersion brun violacé), en écailles isolées, associées à la séricite.

Quartz: Peu abondant, en petits grains isolés ou en agrégats lenticulaires plissotés.

Minéraux accessoires:

Tourmaline: Relativement abondante. Certaines de ces phyllites sont farcies de petits prismes de section trigonale.

Apatite: En petits grains assez rares.

Carbonate (en rhomboèdres).

Il peut y avoir ou non de l'albite détritique.

Bien que l'extension de ces formations soit difficile à établir à cause du manque d'affleurements, il est cependant bien visible qu'elles augmentent de puissance vers le N. Partant de la région d'Ayer, sur la route cantonale, on les retrouve jusque dans le village de Vex, pour se développer au S de Prasses, passer par Ypresses et venir buter contre des grès conglomératiques du type de Tion et du Verrucano entre le point 1343 (bisse de Vex) et le point 1068 (bisse de Salins). Nous renonçons à décrire toutes les variétés de ces phyllites, car ce sont dans l'ensemble les mêmes minéraux que l'on retrouve en proportions variables dans chacune.

E. Phyllites noires et gris verdâtre, parfois „vermiculées“

Au point de vue stratigraphique, il ne nous est pas possible de dire si elles appartiennent encore au complexe d'Hérémence; nous pensons qu'il faut les rattacher plutôt au complexe de conglomérats et de grès arkosiques de Tion, car elles sont séparées des complexes sous-jacents par une sorte de plan de chevauchement.

Là encore, nous avons un grand nombre de variétés, qui peuvent être réunies en deux groupes.

1. Phyllites noires, „vermiculées” ou non

Les phyllites noires se rencontrent juste au-dessus d'Ayer; au point 1420 (SW d'Héremence); autour de la Cabane du C. A. S. (la Matze) et sous le bisse de Vex, près du point 1343 (E de Veysonnaz). Des phyllites zonées (point 1420) et des schistes ardoisiers accompagnent ce groupe dans la même région.

Nous prendrons comme exemple un échantillon provenant des environs de la cabane du C. A. S. C'est une phyllite gris noir à patine rousâtre, plissotée, parfois compacte.

Structure: Finement cristalline avec encore une grande partie de la roche intacte brunâtre semi-opaque, représentant certainement de la matière argileuse contenant de fines paillettes de séricite.

Minéraux accessoires:

Quartz, albite: En petits grains.

Pyrite: En voie de limonitisation donnant à la roche sa patine.

Il est intéressant de noter que cette roche est la moins métamorphique que nous ayons rencontrée dans le complexe permo-carbonifère.

Les phyllites noires du point 1420 présentent un intérêt particulier. Là, dans un complexe plissé de formations détritiques très peu métamorphiques, ayant conservé les plus fines alternances, on trouve une phyllite massive noire à biotite. Les paillettes de biotite sont visibles même à l'oeil nu.

Sous le microscope, la roche est pour ainsi dire intacte et montre encore une quantité importante de matière semi-opaque brunâtre non métamorphisée. Tous les minéraux sont accessoires:

Biotite: En jolies paillettes allongées (ng: brun foncé, np: jaune verdâtre);

Chlorite: Avec des teintes de dispersion bleu foncé, faiblement pléochroïque.

Séricite: En rares paillettes.

Albite: En petits nodules formés de plusieurs plages, non maclée.

Quartz: En très petites inclusions.

Carbonate: En petites plages réparties un peu partout.

Cette biotite n'est pas détritique mais de néoformation; ce minéral peut, comme on le voit, se former dans des roches très peu métamorphiques.

La présence de quartz en quantité variable donne à la roche un aspect plus clair. Quelquefois quartz et feldspath, séricite et chlorite se

groupent en zones dont les grains sont bien calibrés, et qui sont séparées par de la matière argileuse.

Parfois ces phyllites noires sont sillonnées par des filons de quartz, comme au-dessous de la Cabane de la Matze, où un filon vertical contient des enclaves de roche encaissante.

Une autre variété de phyllites noires est représentée par ce que nous avons appelé: „phyllites vermiculées”, qui affleurent principalement à l'emplacement de la conduite forcée de la Dixence, juste à la terminaison

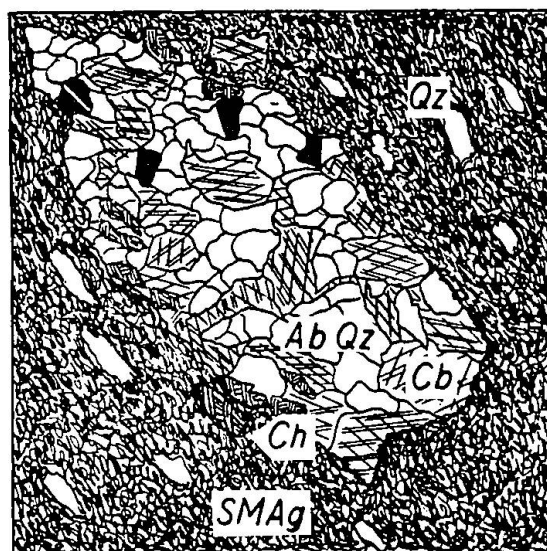


Fig. 14. Phyllite noire à „vermicules” (Ech. 500). Masse de fond argileuse, en partie séricitisée avec un nodule quartz-albite-carbonaté. Qz: quartz; Ab: albite; Cb: carbonate (calcite); Ch: chlorite; SMAg: séricite et matière argileuse. Grossissement 31 fois.

du bisse d'Hérémente et de Vex, au SSE des Agettes, et à l'W de la conduite forcée sur la nouvelle route partant de la route de Tion au S du point 1465 et rejoignant la route des Agettes sur le Bisse de Vex. Ce sont des phyllites noires ou gris noir compactes et plissotées, montrant à la cassure des sortes de traînées lenticulaires blanches parallèles à la schistosité si la roche est étirée, ou des sortes d'„yeux” blancs régulièrement répartis, de 1 cm de diamètre maximum. En surface, la roche a une patine brunâtre, les vermicules et les yeux disparaissent et sont remplacés par des taches brunes (oxydes de fer).

L'échantillon que nous allons décrire a été prélevé à l'W de la conduite forcée, au bord de la route partant de la route de Tion au S du point 1465 et rejoignant la route des Agettes.

Cette roche de texture porphyrique, massive, est de couleur noire ou gris noir.

Structure: Difficile à définir puisque la roche n'est presque pas métamorphique. La masse de fond contient encore une grande quantité de matière argileuse brunâtre semi-opaque avec:

Biotite: Brune, fortement pléochroïque; séricite en voie de formation, disséminée dans la masse amorphe; chlorite: produit d'altération de la biotite, avec teinte de dispersion brune; un peu de feldspath (albite); un peu de quartz; tourmaline en rares faisceaux; carbonate; le tout assez régulièrement réparti.

Ce qu'il y a de plus intéressant, ce sont les nodules clairs qui coupent à l'emporte-pièce la masse de fond. Ces nodules sont constitués par du carbonate en petites plages maclées et fortement clivées (fig. 14) formant la masse de base. Dans cette masse carbonatée sont répartis du quartz, de l'albite à macles polysynthétiques, et un peu de chlorite. Les contours de ces nodules sont assez nets, de forme plutôt allongée. On rencontre aussi des filonnets traversant la roche, constitués principalement par de la calcite.

Comment expliquer la formation de ces nodules et de ces filonnets de calcite? L'association carbonate-quartz a déjà été signalée dans les „schistes de Casanna". Celle du feldspath et du carbonate sera traitée lorsqu'on parlera des dolomies du Trias. Une partie du quartz, de l'albite et du carbonate peut se trouver déjà sur place. Mais il a dû y avoir regroupement de ces minéraux avec apport supplémentaire venant de l'extérieur.

2. Phyllites gris verdâtre „vermiculées" ou non

On les rencontre après le pont de la conduite forcée situé au SW de la Cabane C. A. S. (la Matze), où l'on remarque une série de roches phylliteuses assez massives, plongeant généralement vers le S, plus ou moins fortement plissotées et zonées, et présentant des alternances de différentes couleurs parallèles à la schistosité. Ces phyllites sont en général de couleur claire, allant du gris clair au gris vert. Ces variations dans la couleur sont dues aux quantités variables de quartz et d'une séricite plus ou moins pléochroïque.

Structure: Nettement détritique.

Minéraux constitutifs:

Quartz: En petits grains de grosseur assez régulière; albite accompagnant le quartz, plus ou moins intimement associée à celui-ci, parfois maclée en lamelles polysynthétiques, selon la loi de l'albite. Séricite: Abondante, pléochroïque ou non, en très fines paillettes, entourant régulièrement les grains de feldspaths et de quartz. Chlorite: Avec teinte de dispersion gris blanc, accompagnant la séricite.

Carbonate: Régulièrement réparti en petites plages. Tourmaline en grains (gris rosé noirâtre) et quelques grains d'apatite.

Lorsque la roche a des „vermicules”, le carbonate s'est concentré par places, remplaçant complètement le feutrage de séricite. Ces „vermicules” sont plus ou moins alignés et parfois plissotés. Le plus joli exemple de phyllite „vermiculée” se trouve à l'E de l'ancrage n° 5 de la conduite forcée, au S du pont situé au SW de la „Matze”.

3. Intercalations de grès feldspathiques

Parmi les phyllites qui bordent la route partant juste au-dessus de l'Alpe de Tion en direction de la Matze, nous avons repéré une mince couche replissée, de couleur blanchâtre, assez massive.

Structure: Granoblastique.

Minéraux constitutifs:

Albite: En petits grains, maclés souvent à répétition suivant (010) (2% d'An), parfois saupoudrés de fines paillettes de séricite. **Quartz:** En petits grains, paraissant entourer l'albite, formant ainsi une sorte de trame que nous avons déjà remarquée dans les gneiss „aplitiques” des „schistes de Casanna inférieurs”. **Carbonate:** Assez abondant, parfois en rhomboèdres remplissant les fissures ou autour des grains, pouvant les remplacer.

Minéraux accessoires:

Tourmaline en rares sections; apatite en petits grains; zircon de même habitus. Pyrite en cubes altérés.

Cette bande blanche est certainement d'origine sédimentaire et représente un grès feldspathique que nous retrouverons dans le Verrucano.

F. Permo-Carbonifère à faciès du Verrucano

Nous avons décrit jusqu'à maintenant des formations de grès, conglomérats et phyllites, sans donner ni leur âge exact ni leur position stratigraphique. Nos prédécesseurs n'avaient pas réussi à distinguer, dans le complexe permo-carbonifère, le Permien du Carbonifère. Grâce à l'amabilité de deux collègues du Polytechnicum de Zurich, R. JÄCKLI [77], étudiant le front pennique près de Viège, et L. WYSSLING [151], le Verrucano glaronnais — nous avons pu déterminer d'une façon assez exacte la présence de Verrucano (Permien) typique. Disons tout de suite que ce n'est pas la masse même de la formation qui est caractéristique, mais bien les intercalations qu'on y trouve.

Partant de la région située aux environs d'Ypresses, ce faciès se développe considérablement vers l'W et prend son extension maxima pour notre territoire.

Là encore il ne nous a pas été possible de trouver un niveau repère qui puisse nous guider dans l'établissement d'une stratigraphie complète. De plus, les affleurements sont si dispersés que leur raccord à distance est difficile,

1. Phyllites, schistes chlorito-séricitiques, grès

La masse principale est formée en grande partie de roches phylliteuses: grès phylliteux ou phyllites proprement dites de couleur gris verdâtre.

a) *Phyllites*

Décrivons par exemple une phyllite à nodules calcaires (v. plus loin) prélevées juste au N de Les Râches.

A l'oeil nu la texture de cette roche est schisteuse, parfois compacte, plissotée. On y voit quelques traînées blanchâtres réagissant à l'acide. Les plans de clivage sont satinés.

Structure: Ecailleuse et par places grenues, montrant de beaux plissotis.

Minéraux constitutifs:

Séricite: En très fines écailles, plus ou moins pléochroïque (phengite), uniformément répartie; chlorite: intimement associée à la séricite, presque anisotrope, avec des teintes de dispersion vert-gris brunâtre. Il est intéressant de remarquer des alternances d'écailles de chlorite et séricite. Albite: Assez abondante, en petites plages souvent maclées suivant (010) avec ou sans répétition. Quartz: En petits grains; quartz et albite sont uniformément répartis avec les éléments phylliteux, mais peuvent aussi former des aggrégats carbonatés, simulant de petits galets, que nous pouvons observer à l'oeil nu.

Minéraux accessoires:

Un peu de carbonate, de l'apatite et un peu de minéral.

Cette phyllite ne diffère donc de celle que nous avons décrite plus haut que par une teneur en chlorite un peu plus élevée.

b) *Schistes chlorito-séricitiques*

Dans la région de l'Ojintse, sous le pont du bisse de Salins, nous trouvons un autre type, qui se distingue de la phyllite que nous venons de décrire par la présence de carbonate rosé et par une plus grande

abondance de minéraux blancs. C'est une roche de texture plus ou moins schisteuse, plissotée, gris vert, satinée sur les plans de clivage et avec quelques concentrations de carbonate rosé.

Structure: Grenue et écailleuse.

Minéraux constitutifs:

Quartz et albite forment la masse de fond.

Albite: Maclée selon l'albite, Carlsbad et quelquefois selon (010) avec répétition. Séricite: Faiblement pléochroïque, en larges traînées séparant la masse grenue ou en paillettes isolées dans celle-ci. Chlorite: Associée à la séricite et semblant provenir d'une biotite dont on voit encore quelques écailles en voie de chloritisation. Carbonate: Ferrifère et pouvant être très abondant suivant les endroits.

Minéraux accessoires:

Tourmaline, rutile et zircon; un peu de limonite.

Cette roche est un ancien grès feldspathique écrasé qui en bien des points ressemble à certains „schistes de Casanna supérieurs”.

c) *Grès feldspathiques gris*

Toujours dans la même région, nous trouvons, alternant avec ces schistes quartzo-feldspathiques carbonatés, des bandes plus dures de couleur grise. Ce sont des roches massives, faiblement satinées, avec quelques filonnets clairs.

Structure: Grenue.

Minéraux constitutifs:

Quartz et albite (maclée): formant la masse de fond, tandis que la séricite et la chlorite sont beaucoup moins abondantes. Le carbonate peut être important par places.

Minéraux accessoires:

Tourmaline et apatite.

Ce sont des grès feldspathiques plus ou moins carbonatés.

Ces roches se rencontrent aussi en galets.

Si la quantité de chlorite et de séricite augmente, on passe progressivement aux schistes gris à phyllites décrits plus haut. Ces grès feldspathiques et ces schistes se rencontrent principalement dans le lit de l'Ojintze. On en retrouve un seul affleurement juste au N de Les Combes, lieu situé au SE de Veysonnaz. Plus à l'E, ce sont les phyllites gréseuses gris plus ou moins verdâtres qui dominent.

Mais des roches plus rares sont plus caractéristiques. Ce sont des bandes représentant des grès, des roches grésocalcaréo-dolomitiques et des dolomies intercalées entre les formations précédentes. Ces bandes sont quelquefois boudinées. De plus, on peut encore trouver en maints endroits des conglomérats polygéniques dont les éléments sont totalement différents de ceux décrits dans la région de Tion et d'Hérémence.

2. Grès feldspathiques zonés

Le seul affleurement caractéristique se trouve au point 1173 sur la route des Mayens de Sion, au NE des Agettes. Ces grès alternent avec des phyllites gréseuses gris verdâtre plus ou moins étirées. Le tout plonge d'une trentaine de degrés vers le SE.

Ces grès sont zonés, de couleur grise, et massifs.

Structure: Grenue, montrant un aspect détritique. Les zones s'estompent quelque peu sous le microscope.

Minéraux constitutifs:

Albite: En petits grains bien calibrés parfois maclés selon la loi de l'albite avec ou sans répétition; presque aussi abondante que le quartz.

Quartz: Intimement lié à l'albite, formant une sorte de trame identique à celle que nous avons décrite pour les „gneiss aplitiques“ des „schistes de Casanna inférieurs“, mais sans les inclusions mutuelles.

Carbonate: En nombreux petits rhomboèdres disséminés dans la roche, abondant suivant les zones.

Séricite: Accompagnant d'un peu de chlorite et formant quelques traînées.

Minéral accessoire: l'apatite.

Cette roche est donc un grès feldspathique que J.-J. CALAME a retrouvé dans le complexe des „schistes de Casanna supérieurs“ sous le synclinal des Chèques.

3. Grès feldspathiques blancs

Ils représentent une variété des grès que nous venons de décrire.

Ce sont des roches de texture massive à patine brunâtre, blanches parfois verdâtres à la cassure, possédant une auréole d'altération brune, riche en fer. Leurs fissures sont remplies de chlorite. Elles forment des bandes de 10 à 20 cm de puissance environ. Le plus beau gisement se trouve juste au SE du point 1047 sur la route des Mayens de Sion, au bord du raccourci menant au point 1173.

Structure: Grenue et nettement détritique.

Minéraux constitutifs:

Albite: Souvent maclée simplement ou avec répétition et, rarement, en échiquier.

Quartz: Intimement associé à l'albite, formant une sorte de trame, parfois des concentrations en petits amas sans limites définies, et quelques filonnets.

Minéraux accessoires:

Chlorite: En rares écailles ou amas dans les filonnets de quartz et dans les fissures (teinte de dispersion brunâtre); carbonate: quelques plages en amas ou en traînées, peut être absent; apatite: en rares grains disséminés dans la roche; séricite: très rare.

Comme nous le verrons plus loin, ces roches se rencontrent en galets ou nodules dans le complexe du Verrucano.

4. Grès feldspathiques calcaréo-dolomitiques et dolomies

Ces roches forment l'élément le plus typique du faciès Verrucano. On les rencontre dans la région d'Erré; dans l'Ojintse; au S du point 1089 (Agettes) et aux mêmes endroits que les grès feldspathiques que nous venons de décrire, où ils forment aussi des bandes, des „schlieren", des galets ou nodules.

De texture massive, ces grès feldspathiques calcaréo-dolomitiques ont une couleur blanc-beige, à beige-brunâtre, avec une auréole d'altération brune de près d'un centimètre d'épaisseur qui est parfois zonée. Elles sont riches en fer et le résidu carbonaté, analysé par une méthode rapide [66], donne une dolomie calcaire.

Structure: Grenue.

Minéraux constitutifs:

Albite: Aussi abondante que le quartz, en plages de grosseur variable, mais principalement en petits grains souvent maclés selon l'albite et la péricline, et quelquefois en grandes plages donnant un aspect porphyrique à la roche.

Quartz: Dans le même habitus.

Carbonate (dolomie calcaire): Très abondant et réparti uniformément dans la roche en plages allotriomorphes, amorçant des rhomboèdres.

Sous le microscope on y voit une partie calcaréo-dolomitique encore grenue, de couleur brunâtre. Les bords de la masse „grenue" sont recristallisés. Quartz et albite sont en plages isolées, ou en filonnets divisant la masse calcaire. Un peu de chlorite et d'apatite dans les fissures.

Suivant la proportion de carbonate, on passe à de véritables dolomies calcaires beige rosé avec quelques feldspaths (albite) en voie de formation, comme c'est le cas pour les nodules que l'on trouve au N des Râches.

Ces roches sont identiques aux échantillons de Verrucano récoltés par L. WYSSLING [151] dans la région du parautochtone et de la nappe de Murtschen de Glaris. D'autre part, J. OBERHOLZER [95] a décrit dans sa monographie sur les Alpes glaronnaises, dans la région du Vorab et du Piz Ner, des formations identiques aux nôtres, en intercalations et en nodules dans des schistes séricitiques faisant partie du Verrucano. Ainsi, l'analogie entre les formations décrites par J. OBERHOLZER dans les Alpes glaronnaises et les nôtres nous fait penser à la présence d'un Verrucano dans le front pennique, dont on peut estimer l'épaisseur à quelque 600 mètres (voir profil 8, fig. 15).

5. Formations conglomératiques

Les plus jolis gisements de conglomérats polygéniques se trouvent sous Erré, sur le bisse de Vex et dans l'Ojintse. Les galets sont généralement de forme ellipsoïdale et parfois fortement étirés.

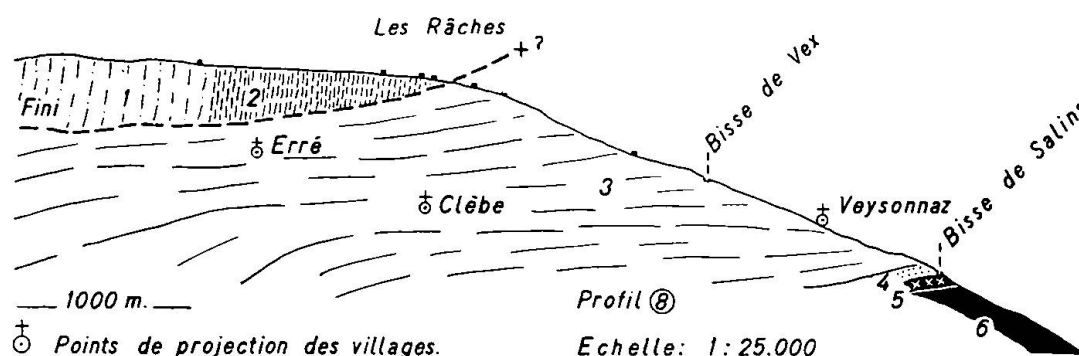


Fig. 15. Profil au 1 : 25 000. 1. Grès et conglomérats de Tion. 2. Phyllites noires et gris verdâtre. 3. Faciès Verrucano. 4. Grès des Prasses (Permien). 5. Gypse (Trias). 6. Carbonifère de la zone de Chandoline-Bramois (train supérieur).

a) Galets

1. Grès porphyriques conglomératiques

Grès gris avec des points blancs dus à la présence de feldspaths très abondants, maclés polysynthétiquement et même en échiquier. Ce grès ressemble, comme allure, aux grès carbonifères. On observe encore de la matière semi-opaque qui peut bien être considérée comme de la matière argileuse. Les grains de quartz contiennent de nombreuses inclusions liquides avec de petites libelles gazeuses indiquant par là que la roche a été épargnée par le métamorphisme général, contrairement aux

idées de C. G. S. SANDBERG [109]. Dans les schistes cristallins le quartz recristallisé ne contient jamais de telles inclusions. Le quartz détritique a la même allure que celui des quartzporphyres. De plus on observe des microgalets de quartzite et même d'aplite.

La présence de ces galets montre qu'avant le Permien certaines formations n'étaient pas encore métamorphisées.

2. *Grès feldspathiques carbonatés*

De couleur grise aussi, ces grès sont du même type que les grès feldspathiques gris (F, 1, c), avec en plus des grains de tourmaline grossis par un nourrissage secondaire.

3. *Grès feldspathiques blanc grisâtre*

Identique à ceux que nous avons déjà signalés (F, 3).

4. *Dolomies calcaires*

Beige rosé, identiques à celles décrites plus haut (F, 4). Le microscope révèle une masse de carbonate faiblement recristallisé, avec quelques plages d'albite d'allure authigène.

Ce sont les galets de grès feldspathiques gris plus ou moins carbonatés et les dolomies calcaires qui sont les plus abondants.

b) *Nodules carbonatés*

De couleur beige, due à la présence de fer. Ceux récoltés près du chemin partant du village central des Agettes en direction du SE sont fortement étirés.

Dans tout le complexe Verrucano, on rencontre ces nodules, plus ou moins riches en carbonate suivant les endroits. Le carbonate peut être en quantité si faible que le nodule passe à la roche encaissante sans limite nette. Il est parfois très difficile de dire si nous avons affaire à des nodules ou à de véritables galets.

Il est intéressant de remarquer que certains galets des conglomérats polygéniques sont identiques aux „bandes” décrites plus haut; ce phénomène nous conduit à nous demander si une partie de ce que nous considérons comme du Verrucano n'a pas été remaniée.

En résumé, le faciès Verrucano est caractérisé par des bandes de grès feldspathiques calcaréo-dolomitiques ou non, de dolomies calcaires, de conglomérats et de nodules, le tout intercalé dans des phyllites plus ou moins gréseuses.

Sa puissance augmente vers l'W pour atteindre plusieurs centaines de mètres (voir profil n° 8 fig. 15). Il est en position renversée sur le Trias

„bordier“ ou sur les grès des Prasses (voir plus loin), tandis que sa base stratigraphique se termine par un plan de chevauchement. Ainsi nous ne savons pas si les bandes de grès ou de dolomies sont placées à la base ou au sommet de la formation que le schéma stratigraphique (voir planche IV) ne fait que figurer dans son ensemble.

Disons encore que ce complexe est directement en contact parfois avec le Trias „bordier“, principalement dans la région des Agettes et de Chadelo, parfois avec les grès des Prasses.

G. Grès des Prasses

Il nous faut encore étudier ces roches dont la présence annonce d'une part le Permo-Carbonifère en général et de l'autre les quartzites du Trias. Du reste il a déjà été fait allusion à des formations analogues lorsque nous avons parlé des „schistes de Casanna supérieurs“. Nous comprenons sous le nom de grès des Prasses une série de grès séricitiques, de grès schisteux verts, et de schistes séricitiques qui, par leur position stratigraphique, font partie du même niveau et peuvent être considérés comme permien. Les prototypes se trouvent dans la région du village des Prasses et dans la partie N de la vallée de la Borgne (voir la Carte géologique Pl. II).

1. Grès séricitiques

Un échantillon a été prélevé au N des Prasses sur la nouvelle route menant à ce hameau.

De texture plus ou moins massive, de couleur vert clair, montrant des éléments de quartz rose et blanc, conglomératiques par places, ces grès séricitiques n'ont rien de commun avec les quartzites du Trias.

Structure: Porphyrique. Les contours des grains ne sont pas nets.

Minéraux constitutifs:

Quartz: Représenté par des grains de 1 à 2 mm avec de magnifiques stries de Boehm, à contours frangés, donnant l'aspect porphyrique à la roche, et formant encore la partie de la masse plus fine où il est intimement associé à de l'albite.

Albite: En petits grains, mais aussi en grandes plages avec des macles polysynthétiques parfois bien marquées, mais principalement en échiquier, comme celle que nous avons décrite dans les grès arkosiques de l'Alpe de Tion.

Séricite: En paillettes plus ou moins pléochroïques (phengite), assez régulièrement réparties dans la roche. Quartz et séricite s'orientent en trainées divergentes partant de gros grains de quartz.

Minéraux accessoires:

Apatite: En prismes allongés.

Zircon: En rares grains.

2. Grès schisteux séricitiques

Cette roche prélevée juste à l'E des Ypresses, de texture schisteuse, montre aussi du quartz rose. Patine brune et plans de clivage faiblement satinés.

Ces grès schisteux séricitiques doivent leur texture à une plus grande quantité de séricite et à une moins grande quantité de quartz et de feldspath.

Dans les variétés 1 et 2, il peut y avoir un peu de feldspath potassique.

Le niveau de grès des Prasses équivaut à peu de choses près au niveau des „quartzites feuilletés" d'Argand (voir chap. IV, A, 3b). Nous le trouvons le long de flanc renversé du synclinal de la Borgne, depuis les Prasses jusque dans la Borgne (voir profil n°1 Pl. III), avec des épaisseurs variables. Il réapparaît sous les quartzites du Trias du Mont Carré et on peut lui rattacher les grès arkosiques situés au N du Mont Loéré. L'affleurement situé au N de Veysonnaz juste sur le bisse de Salins qui sépare le Verrucano proprement dit du Trias „bordier" fait encore partie de ce niveau.

Ce faciès gréseux et parfois schisteux est, comme nous l'avons déjà dit, un terme de passage entre le Permo-Carbonifère vert-gris et les quartzites du Trias. Le passage s'observe effectivement dans le village de Vex en partant de l'église en direction des Prasses et sur la rive droite d'un petit ruisseau partant du glissement de terrain situé au N d'Hérémente.

3. Schistes séricitiques (Permien?)

De l'autre côté du synclinal de la Borgne, soit sur le flanc normal, nous retrouvons par endroits des formations identiques aux grès des Prasses. Elles affleurent dans la Borgne, entre la faille *d* et l'Usine électrique sise sur la rive gauche. On peut estimer leur puissance à une quarantaine de mètres. Ces schistes étaient considérés comme du Verrucano dans les anciens profils de la mine de Bramois [148].

Ce sont des schistes séricitiques satinés sur les plans de clivage, parfois fortement écrasés, dont la teinte vert-clair tranche fortement sur le noir du Carbonifère. Ils sont quelquefois finement plissotés.

Structure: Porphyroclastique, avec un ciment lépidoblastique.

Minéraux constitutifs:

Quartz: En nombreux grains, à contours irréguliers, parfois anguleux avec des extinctions onduleuses.

Séricite: Abondante, légèrement pléochroïque, verdâtre (phengite), formant le ciment de la roche et pénétrant dans les bords des grains de quartz.

Rares écailles de muscovite.

Minéraux subordonnés et accessoires:

Albite: Souvent farcie de petites inclusions de séricite (altération) et maclée selon la loi de l'albite avec répétition ou même en échiquier.

Nous croyons avoir reconnu des feldspaths potassiques, mais ils sont tellement altérés (bruns) qu'il n'est pas possible d'en faire la détermination exacte.

Zircon: En petits grains.

Pyrite: En voie d'altération (limonite).

On peut parfois rencontrer dans les variétés les moins écrasés, grossiers, de petits galets provenant probablement d'aprites. A l'affleurement, ces roches s'altèrent et se transforment en poudre fine.

On trouve encore sous le Trias quelques pointements de grès des Prasses, à l'E de la Crête, à l'E de la conduite forcée de la Dixence et à l'E de Parfin. Ils sont plus fortement feldspathiques, contenant un peu de chlorite et, comme éléments accessoires du carbonate et du sphène. Disons tout de suite que cette variété de roche ressemble parfois en bien des points à des grès carbonifères altérés.

§ 3. Résumé des observations relatives au Permo-Carbonifère

1. Pris dans son ensemble, le complexe permo-carbonifère est constitué essentiellement de roches détritiques et complètement dépourvu de roches indiquant une activité magmatique quelconque, tandis que dans la zone briançonnaise le Permo-Carbonifère est spécialement riche en manifestations magmatiques. En revanche, le matériel détritique semble bien provenir de roches acides, apritiques par exemple.

2. La tectonique en est assez compliquée. Elle a été établie par l'étude des faciès de ces formations.

3. Quelles sont parmi ces roches celles qui doivent être considérées comme du Carbonifère ou comme du Permien?

Seuls les grès feldspathiques calcaréo-dolomitiques, les dolomies calcaires, les roches carbonatées en général, considérés comme du Verrucano, sont permien. Mais pour les autres formations, nous sommes réduits à des suppositions. Il se pourrait qu'une partie des grès arko-

siques gris de Tion soient du Carbonifère, car ils ressemblent en beaucoup de points aux grès de cet âge situé plus au N, dans la zone houillère.

Zone houillère axiale

On entend par zone axiale l'ensemble des formations de l'extrême front pennique, soit les schistes lustrés, le Trias et le Carbonifère productif, en général beaucoup moins métamorphique [2], et faisant encore partie de l'élément St-Bernard [10].

Chapitre VII

CARBONIFERE PRODUCTIF

§ 1. Historique

C'est l'horizon le mieux connu du Pennique, puisque par son intérêt économique il a depuis longtemps suscité l'attention de ceux qui cherchaient à mettre en valeur les quelques gisements d'anthracite qu'il contient. C'est ainsi que de nombreux travaux miniers ont été entrepris depuis bien des années. Comme de nombreux rapports ont été publiés concernant la tectonique observée dans les mines, nous nous bornerons à faire l'historique de la région en complétant les résultats connus, si faire se peut, par nos observations personnelles.

Ce sont B. STUDER [132] et H. GIRARD [62] qui signalent les premiers la présence du Carbonifère dans la région de Sion. La mine de Chandoline existait déjà, ainsi que les mines de la Printze (Apro) que GIRARD décrit en détail. A cette époque, quelques plantes ont été découvertes par P. MERIAN [89] (1847).

H. GERLACH [55] déjà en 1869—1871 rassemble quelques observations d'ordre minier. H. SCHARDT, dans un travail général sur le Valais [112], reprend la question, suivi d'Argand [8, 12], puis des travaux de L. WEHRLI [151] et P. CHRIST [32], condensant les rapports faits durant la guerre 1914—18. C. SCHMIDT [113] en 1920 publie une notice sur le problème minier en Suisse. Dernièrement, E. GAGNEBIN et N. OULIANOFF [51] ont résumé dans une note l'historique des découvertes de plantes fossiles et signalent des restes de végétaux qu'ils ont découverts à la mine de Grônes et à celle des Arpalles. Il se peut que ces plantes (pinnules de fougères) soient des Pecopteris (*Asterotheca*) Miltoni Artis, très répandues dans le Westphalien sup. européen. Ce sont enfin les rap-

ports finals des travaux miniers exécutés durant la guerre 1939—1945, mis obligeamment à notre disposition par la Commission géotechnique suisse [26]. Entre temps AUG. LOMBARD et A. FALCONNIER [81], puis AUG. LOMBARD [80, 82, 83] ont publié des ouvrages d'ordre général.

Rappelons qu'il faut distinguer le Carbonifère pennique (zone carbonifère „interne”) de celui qui est intercalé en synclinaux dans les massifs des Aiguilles Rouges et du Gastern (zone „externe”) [113]. La zone „interne” est elle-même divisée en trois „trains” [26 b, 83] séparés par du Trias.

Les roches que nous allons étudier font partie du „train” supérieur, limité au S par le Trias „bordier”, séparant le Carbonifère, du Permo-Carbonifère, et au N par le Trias médian affleurant à Sion et près du Rhône, à la limite W de notre carte (voir carte géologique Pl. II).

Le „train” supérieur comprend toutes les mines les plus importantes, c'est-à-dire celles de Chandoline, Bramois, et des mines secondaires comme celles de Salins, Maragnénaz, Champsec, etc. C'est surtout durant la dernière guerre que les géologues chargés de suivre les travaux miniers ont exécuté une étude détaillée des séries de ce complexe. Chacun s'est efforcé de trouver des niveaux repères permettant de mieux comprendre la tectonique. Il est malheureusement parfois bien difficile de ne pas s'égarer dans des formations aussi monotones, d'autant plus qu'on observe sur maints affleurements le phénomène du fauchage.

Ainsi à Chandoline, AUG. LOMBARD [80] et A. FALCONNIER [26 b] divisent le Carbonifère en trois parties:

1. La série supérieure à faciès gréso-schisteux avec filons d'an-thracite.
2. La série moyenne à faciès argilo-schisteux, sans charbon.
3. La série inférieure, représentant l'élément le plus ancien, à faciès gréseux, contenant des filons d'an-thracite.

On y distingue les faciès suivants:

- a) Grès (grès schisteux et grès massifs)
Conglomérats (Fournaise et falaise du Rhône)
- b) Schistes argileux, graphiteux et ardoisiers
- c) Schistes séricitiques (mylonites)
- d) Anthracite.

A Bramois [26 a], situé à l'E de Chandoline, on rencontre plusieurs séries, de bas en haut:

1. Série de Maragnénaz
 - a) Grès, conglomérats moyens

- b) Grès et schistes inférieurs (traces charbonneuses)
 - c) Grès et schistes moyens
 - d) Grès et conglomérats supérieurs.
- 2. Série de Bramois
 - a) Schistes inférieurs avec filons
 - b) Grès moyens
 - c) Schistes supérieurs (filons).
 - 3. Série de La Crête: grès et conglomérats
 - 4. Série indéterminée.

En surface ces différentes formations régissent en quelque sorte la topographie de la région. Ainsi, à Chandoline même, les grès donnent des parois, tandis que la série moyenne argilo-gréseuse sans charbon est assez tendre pour former une sorte de plateau incliné simulant un replat glaciaire.

De plus, la montée axiale vers l'W de la zone houillère fait apparaître le long de la plaine du Rhône, en se déplaçant de l'E à l'W, toute une série de formations, ce qui permet d'en étudier l'allure générale.

§ 2. Classification des faciès du Carbonifère

Nous ne connaissons aucune étude pétrographique de la région, si ce n'est celle de L. DUPARC et E. RITTER [44] pour le Carbonifère de la zone „externe”. Nous nous proposons donc de combler cette lacune dans la mesure du possible.

Nous avons distingué les formations suivantes:

- A. Roches conglomératiques
 - 1. Conglomérats polygéniques
 - 2. Grès conglomératiques
- B. Grès
 - 1. Grès feldspathiques
 - 2. Grès ordinaires
- C. Schistes
 - 1. Schistes argileux
 - 2. Schistes „graphiteux”
 - 3. Schistes ardoisiers
- D. Charbon (anthracite).

A. Roches conglomératiques

1. Conglomérats polygéniques

Ces roches, assez rares dans le „train” supérieur de la zone carbonifère, affleurent principalement dans la paroi de Chandoline au bord du Rhône, immédiatement au N de Turin, et à l'E de Maurifer.

La masse cimentant les galets est un grès grossier dont la texture est parfois schisteuse.

Structure: Porphyrique, grossière.

Minéraux constitutifs:

Quartz: En gros éléments écrasés visibles seulement en lumière naturelle.

Minéraux subordonnés:

Séricite: Légèrement verdâtre, entourant les grains de quartz.

Minéraux accessoires:

Muscovite: Rare, en grosses écailles.

Chlorite: En fines paillettes à teinte de dispersion bleue à gris foncé.

Sphène: En petits grains rares.

Carbonate, zircon et apatite; albite parfois absente.

On peut trouver encore des restes de galets schisteux gris (séricitiques avec un peu de matière charbonneuse); dans la roche même, liée à la séricite, un peu de matière charbonneuse.

Les éléments des conglomérats sont généralement de forme allongée et de grandeurs variables; on peut observer à leurs extrémités une zone d'écrasement déterminant une transition progressive entre le galet et le ciment.

Nous avons rencontré parmi ces éléments des:

a) galets de gneiss à muscovite, de quelques centimètres de diamètre maximum. Ces gneiss n'ont rien de commun avec les gneiss des „schistes de Casanna” que nous avons étudiés plus haut.

Structure: Grenue (granoblastique).

Albite: Ne formant pas de porphyroblastes mais des plages maclées. parfois en voie de séricitisation; muscovite: en grosses écailles; quartz: aussi abondant que l'albite. Apatite, biotite et chlorite comme minéraux accessoires.

b) galets de quartz blanc, à éclat gras, pouvant atteindre 12 cm de diamètre; galets de quartz blanc porcelané de taille plus petite.

c) galets fortement écrasés de schistes légèrement charbonneux et de schistes ordinaires gris sombre.

2. Grès conglomératiques

Cette variété est assez répandue. L'exemple le plus typique se trouve au contour de la route de Vex au point 571, au SSW de l'Usine de la Dixence (E. O. S.). Ce sont des roches gris verdâtre assez schisteuses, plus ou moins satinées sur les plans de clivage, et d'aspect plus métamorphique que les roches environnantes.

Structure: Porphyroclastique avec une masse de fond légèrement lépidoblastique.

Minéraux constitutifs:

Quartz: En nombreuses plages à extinction onduleuse et contours dentelés, se fondant dans la pâte qui contient, elle aussi, beaucoup de quartz.

Albite: En nombreuses plages intimement liées au quartz, souvent maclées selon la loi de l'albite avec ou sans répétition, selon la macle de la péricline, et même en échiquier; nous avons déjà rencontré ce dernier habitus dans le Permo-Carbonifère.

Séricite: Légèrement pléochroïque (phengite), en nombreuses paillettes isolées ou en amas.

Chlorite: Assez abondante; teintes de dispersion bleu foncé, faiblement pléochroïque, associée à la séricite.

Minéraux accessoires:

Apatite, carbonate, rutile, biotite en voie de chloritisation, sphène d'où partent de fines aiguilles de rutile.

Comme galets: quartz et aplite.

Cette roche ressemble en beaucoup de points à certains grès du Permo-Carbonifère. Ce sont des grès feldspathiques, conglomératiques, assez métamorphiques.

B. Grès

1. Grès feldspathiques

Le plus bel exemple de grès feldspathique se trouve juste au-dessus de Salins. De couleur gris noir avec une texture plus ou moins schisteuse. On aperçoit déjà à l'oeil nu des éléments blancs donnant à la roche un aspect porphyrique. Ces grès sont situés à l'emplacement de ce qui est indiqué comme quartzite du Trias sur la carte au 1 : 200 000 [166].

Structure: Porphyroclastique.

Minéraux constitutifs:

Quartz: Gros éléments à extinction fortement onduleuse, s'effilochant à leur extrémité et en petits grains dans la masse de fond.

Albite: Maclée selon la loi de l'albite avec répétition et même en échiquier,

se présentant en grandes plages commençant à se séricitiser. Pas de feldspaths dans la pâte.

Séricite: Incolore, importante, en amas ou en paillettes isolées dans les parties fines de la roche.

Minéraux accessoires:

Carbonate, biotite en voie de chloritisation, leucoxène d'où partent de fines aiguilles de rutile, apatite et zircon en grains. On semble pouvoir y reconnaître un peu de matière carbonneuse.

C'est une sorte d'arkose.

2. Grès ordinaires

Prenons comme prototype les grès de Chandoline.

A l'oeil nu, grès fin, gris foncé, micacé sur les plans de clivage; texture plus ou moins massive.

Structure: Granoclastique.

Minéraux constitutifs:

Quartz: En petits grains provenant parfois de l'écrasement de grandes plages; extinctions onduleuses et contours irréguliers.

Séricite: Soulignant les plans de clivage et les plissotis.

Matière carbonneuse: Suivant les plans de schistosité, associée à la séricite.

Minéraux accessoires:

Chlorite: En rares paillettes à teinte de dispersion bleu gris.

Zircon: En nombreux grains.

Apatite: En rares prismes.

Sphène: Plus ou moins leucoxénisé d'où partent des aiguilles de rutile.

Biotite: Peut être secondaire.

Albite: Peut être absente.

Tourmaline et carbonate: Pas toujours présents.

Ce sont des grès tout à fait ordinaires qui peuvent être plus ou moins grossiers et plus ou moins schisteux suivant la quantité et la grosseur des grains de quartz.

On rencontre souvent dans les roches à faciès gréseux mais grossier de grosses écailles de muscovite qui sont nettement visibles à l'oeil nu. Il ne semble pas que ces écailles soient le produit d'un métamorphisme plus intense, mais sont au contraire d'origine détritique, puisque la matière argileuse se transforme généralement en petites écailles. Dans des roches aussi peu métamorphiques que celles du Carbonifère, la présence simultanée de séricite et de grosses écailles de muscovite semble incompatible, à moins d'admettre deux origines différentes.

C. Schistes

AUG. LOMBARD et A. FALCONNIER [26 b] subdivisent ce groupe lié au charbon en :

1. Schistes argileux noirs, fissiles, plastiques, passant à des schistes gréseux et à des grès schisteux.

2. Schistes „graphiteux” plastiques, brillants, s’incorporant au charbon dont ils sont l’élément indicatif.

3. Schistes ardoisiers: termes extrêmes (par rapport à la quantité de quartz (26 b)) : grès schisteux; termes métamorphiques : schistes argileux.

Nous ne voulons pas critiquer ici ces différentes subdivisions. Disons seulement que le terme de „schiste argileux” considéré par ces auteurs comme métamorphique, prête à confusion. Le terme argile, qui englobe normalement les minéraux des argiles, ne nous paraît pas approprié à une roche déjà métamorphique. En effet, si la roche est métamorphique, l’argile a dû se transformer complètement en séricite ou en d’autres minéraux. Le terme argileux sera réservé aux roches fines, pour ainsi dire pas métamorphiques, qui existent effectivement dans la zone carbonifère et qui sous le microscope montrent bien de la matière argileuse.

De même, — et nous l’avons déjà fait remarquer [139] — le terme de schiste „graphiteux” est trop précis. On sait [113] que ces roches contiennent de la matière charbonneuse soit cristallisée (graphite) soit amorphe. Il nous paraît plus juste d’employer ici le terme de schistes charbonneux.

Toutes ces roches se présentent comme des schistes, se débitant en parallélépipèdes; leur aspect extérieur (couleur, éclat, dureté) peut varier, mais le microscope permet d’observer les mêmes minéraux, dans des proportions variables, accompagnés parfois de matière charbonneuse. Pour éviter des redites, nous ferons la description d’une seule de ces roches.

Décrivons par exemple un schiste noir prélevé aux Zapoudes, dans les haldes d’une ancienne galerie, à l’E de la conduite forcée.

A l’œil nu, c’est une roche finement schisteuse, dont les plans de clivage sont légèrement micacés.

Structure: Granoclastique et lépidoblastique.

Minéraux constitutifs:

Séricite: Abondante, en paillettes toutes orientées suivant les plans de schistosité.

Quartz: En petits grains généralement lenticulaires de très petites dimensions, ou en amas allongés.

Matière charbonneuse: Liée spécialement à la séricite sous forme de traînées parfois continues, parfois interrompues, ou encore en fines granules isolées dans la masse quartzo-séricitique.

Minéraux accessoires:

Chlorite: Quelques paillettes gris sombre, faiblement pléochroïques, liées soit à la séricite, soit dans des amas de quartz.

Rutile: Très rare.

Notons en passant que ces schistes sont charbonneux, mais que la matière charbonneuse est si fine, si intimément associée aux autres minéraux, spécialement à la séricite, que ces roches ne salissent pas au toucher. Comme nous le verrons plus loin, l'ensemble des schistes charbonneux joue un grand rôle dans la production des phénomènes de polarisation spontanée.

La présence de matière argileuse, l'augmentation de la quantité de quartz ou de séricite, conduisent aux différents types de schistes énumérés plus haut.

2. Schistes „graphiteux” (charbonneux proprement dits)

Ces roches montrent à l'oeil nu des plans de glissement brillants. Elles sont généralement plissotées et plus ou moins fortement schisteuses.

Sous le microscope, la masse principale paraît faite presque uniquement de matière charbonneuse, dans laquelle on trouve un peu de mica blanc (séricite) dont les paillettes sont orientées suivant les plans de schistosité de la roche. Accompagnant le mica blanc on rencontre encore un peu de quartz et parfois d'albite en quantités variables. Le sphène est très rare.

Par le fait que matière charbonneuse, mica blanc et quartz sont en proportions variables, il existe différentes variétés de schistes „graphiteux”.

Toutes ces formations (grès et schistes) sont sillonnées par des filons de quartz, parfois avec apophyses soit parallèles aux couches, soit recoupant les formations. Ces filons ne contiennent que peu ou pas de minéral. Mais on rencontre dans les fissures de faible importance des minéraux caractéristiques des cassures. Ainsi, dans la région située juste au nord de Turin, près des conglomérats de la paroi de Chandoline décrits plus haut, on trouve de petites fissures verticales plus ou moins béantes, remplies d'un premier revêtement plus épais de quartz blanc sans forme cristalline, sur lequel se sont développés: du quartz jaunâtre à formes cristallines parfaites, un peu d'albite en cristaux recouverts par une poudre chloriteuse, de la sidérose en rhomboédres. Dans la région

de Chippis, R. JÄCKLI [77] a découvert dans le Carbonifère de véritables filons d'albite.

Parmi les minerais, la pyrite est le plus important. Elle se rencontre soit en filons liés au quartz, comme à Apro, soit disséminée dans l'ensemble des formations, en cristaux de grosseurs variables. Elle se développe en fort beaux cubes dans les schistes charbonneux, tandis que dans les schistes gréseux et les grès, elle n'est qu'en petits grains donnant en s'altérant des points bruns (limonite) caractéristiques.

D. Charbon (Anthracite)

Dans la région de Chandoline, AUG. LOMBARD et A. FALCONNIER distinguent deux variétés d'anthracite [81, 26 b]:

1. Bréchique à éclat brillant: sédunite (centre du filon)
2. Microbréchique à éclat terne: mayenite (éponte des filons).

Il existe un passage entre la variété bréchique et les schistes charbonneux. Certaines variétés de charbon contiennent jusqu'à 90% de C, c'est de l'anthraxolite.

§ 3. Mode et mise en place des gisements de charbon

Les filons de charbon productifs se concentrent principalement dans la région de Chandoline et Bramois.

A Bramois [26 a] leur gisement est subhorizontal, faillé et sectionné dans sa partie S par une grande faille α (voir profil 1, Pl. III).

A Chandoline, on distingue [26 b, 80, 83] quatre filons principaux. Ce sont, dans l'ordre tectonique de bas en haut: 1. Transvaal, 2. Berne, 3. Mayen, 4. Liège.

Pour AUG. LOMBARD et A. FALCONNIER, Berne et Transvaal se rejoignent en arrière et forment un seul et même filon; il en est de même pour les filons Liège-Mayen. Le nombre des filons s'accroît par l'action des mouvements tectoniques.

Les profils de Chandoline de P. CHRIST [32] diffèrent sensiblement de ceux donnés par AUG. LOMBARD et A. FALCONNIER dans leur rapport final [26 b]. Déjà H. GERLACH [55] a donné un petit profil de la mine de Chandoline où deux filons affleurant en surface se rejoignent à leur base, tandis que H. SCHARDT [112] mentionne en 1914 que, à la mine de Chandoline deux couches ont été exploitées, couches qui sont probablement dues à un repli ou à une faille. Cette idée n'a pas été retenue dans l'ouvrage de CHRIST et a été reprise par AUG. LOMBARD et A. FALCONNIER.

Quel est le mode de gisement de l'anthracite valaisan?

Ce sont généralement des chapelets de lentilles, pouvant avoir une grande puissance et se réduire rapidement à zéro. On y observe de nombreuses concentrations dues à la migration du charbon. Pour se faire une idée de l'allure des gisements, le mieux est de citer intégralement un passage du rapport final de AUG. LOMBARD et A. FALCONNIER [26b].

Le charbon a migré „le long des surfaces listriques sous l'effet de refoulements frontaux et latéraux. Ces surfaces constituent des discordances tectoniques, qui peuvent s'être formées aux dépens d'anciennes couches de charbon ou de matériaux plastiques interstratifiés dans un milieu plus rigide. C'est à la faveur de ces surfaces de charriage que l'anthracite a été injecté dans le mort-terrain et c'est aux mouvements discordants qui ont animé les écailles encaissantes qu'il faut attribuer la dysharmonie souvent observée entre le toit et le mur du filon ainsi que la turbulence qui a présidé à la mise en place du charbon“.

Dans d'autres régions, comme dans les Mines de Salins, le charbon semble pour les mêmes auteurs avoir quitté son ancienne position.

Reprenant la question dans un travail publié récemment dans les Annales de Mines, AUG. LOMBARD [83] propose deux hypothèses concernant la mise en place et la répartition des gisements de charbon: 1. le facteur paléogéographique (questions de sédimentation qui interviennent); 2. le facteur tectonique.

L'orogénèse alpine a provoqué la migration radiale du charbon (le charbon se déplace normalement à la direction des plis). Fort de cette hypothèse, l'auteur voit dans les conglomérats d'Isérables l'argument nécessaire pour expliquer la migration du charbon latéralement.

Entre Isérables et Nendaz, le Trias est continu, d'où une tendance aux refoulements latéraux.

A Apro, la mise en place du charbon est due à une forte variation axiale.

A Chandoline, des grès à plissement tourbillonnaire retiennent le charbon dans sa migration, mais on observe des accumulations supplémentaires par refoulement latéral produit par la masse de Trias commençant près de Salins. Cette masse [83] „a refoulé le charbon dans un des trains de charbon donnant lieu aux accumulations de Bramois et dans l'autre provoquant ceux de Chandoline. Ceux de Bramois sont dégonflés à Salins et ceux de Chandoline le sont au-delà des Prés de l'Hôpital“.

Cette hypothèse peut être soutenue jusqu'à un certain point. Que le charbon ait migré, entraînant avec lui des schistes, cela ne fait aucun doute; nous l'observons, en effet, à droite du chemin partant de Pravi-

donda, en direction de l'E, au dernier affleurement avant le glissement de Salins. Là des formations gréseuses, faillées, diaclasées, ont certaines de leurs cassures remplies par des schistes noirs qui donnent l'impression d'avoir été injectés. Quant à dire que tout le charbon vient d'ailleurs, nous ne pouvons envisager cette hypothèse qu'avec une certaine réserve. Comment se fait-il que le charbon de Bramois, recouvert d'une épaisse masse de Trias, n'ait pas complètement disparu, tandis qu'à Salins, où le Trias est très réduit, le charbon est justement absent? Le Trias a certainement joué un rôle, mais d'ordre tectonique, surtout dans la formation de flexures que nous avons mises en évidence avec la P.S.¹⁾, et qui simulent une sorte de discordance.

§ 4. Discordance entre le Carbonifère et le Trias ?

Cette discordance tectonique a fait dire à certains auteurs [36, 96, 126] qu'il y avait effectivement une transgression séparant le Carbonifère du Trias. Si le Carbonifère peut être en contact avec le Permien (Borgne) aussi bien qu'avec le Trias (quartzite, cargneule, calcaires), cela est dû certainement à des effets tectoniques.

E. ARGAND [10] avait démontré que le Trias repose en concordance sur le Carbonifère. C'est également l'opinion de M. GIGNOUX [58] (continuité de sédimentation du Carbonifère au Trias). Mais G. DAL PIAZ [36] comme R. STAUB [126] pensent qu'il y a discordance hercynienne générale dans les Alpes. Dernièrement, R. FEYS et CH. GREBER [49] ont mis en évidence dans le ravin de Queyrière, situé dans le Briançonnais, sur la rive gauche de la Durance, une discordance angulaire entre le Houiller et les grès du Verrucano, ce qui confirmerait la seconde hypothèse. Cette discordance est nettement visible sur la rive gauche du ravin, tandis que sur la rive droite le Verrucano repose directement sur le Carbonifère en concordance. A la fin de leur note, ces deux auteurs montrent que la différence de plasticité entre les deux formations peut être en partie responsable de ce changement de style. C'est précisément cette différence de plasticité qui fait qu'on trouve cette discordance seulement sur une rive. Nous croyons plutôt avec E. ARGAND et M. GIGNOUX qu'il n'existe pas une discordance visible actuellement.

¹⁾ Polarisation spontanée.

§ 5. Sédimentation et tectonique

Ainsi, dans l'ensemble, les formations carbonifères montrent une sédimentation faite d'alternances, primitives ou dues à des effets tectoniques, de grès, de conglomérats, de schistes avec anthracite. On note une certaine dysharmonie entre les masses plus rigides constituées par les grès et les masses plus plastiques à schistes et anthracites. AUG. LOMBARD [82] compare cette sédimentation à celle d'un Flysch, mais sans calcaires.

Tous les auteurs ont été unanimes à dire que la stratigraphie est presque impossible à établir et qu'il est difficile de savoir si certains bancs sont normaux ou renversés. Pour les uns, ce sont des replis [SCHMIDT, 113] anticlinaux et synclinaux, pour les autres [112, 26b] des écailles qui peuvent être en position normale ou renversée. Nous souscrivons entièrement à la deuxième interprétation.

N. OULIANOFF [96] voit le lieu de dépôt de ces sédiments dans une fosse hypothétique située entre le massif du Mont-Blanc-Aiguilles Rouges, d'une part, et les Massifs de l'Aar d'autre part. Cette fosse se prolongerait dans la zone pennique. Pour émettre une telle hypothèse, il s'est basé sur certaines observations faites à Chandoline, par exemple; il a cru voir une discordance de quelques dizaines de degrés entre la schistosité et la stratification. Nous avons essayé de notre côté de confirmer ces observations. S'il y a bien des discordances entre les différentes formations carbonifères, elles sont certainement dues à des effets tectoniques [139], car il est évident que des schistes placés entre des grès rigides vont se plisser en dysharmonie. R. JÄCKLI [77], dans la région de Viège et de Tourtemagne, confirme nos observations.

Mais il existe encore un autre procédé d'investigation qui peut nous donner une vue d'ensemble objective. Nous voulons parler des phénomènes de polarisation spontanée dus aux gisements d'anthracite.

§ 6. Etude générale des courants électriques naturels liés au Carbonifère

A. Considérations générales

Nous n'avions pas, de prime abord, l'intention de reprendre ce problème, les résultats de ces prospections électriques ayant déjà fait l'objet de diverses publications [102, 139]. Le but de ces études n'a malheureusement pas toujours été compris et il nous a paru nécessaire de faire une mise au point et de résumer la question aussi brièvement que possible,

sans parler cependant de la théorie générale concernant le phénomène de la polarisation spontanée [100].

E. POLDINI a, le premier, mis en évidence ce phénomène [101] dans la région de Dorénaz et de Chandoline-Bramois. C'est à son instigation que nous avons continué cette étude dans la région de Salins-Bramois-Chandoline, dans l'espoir d'arriver à des résultats intéressants du point de vue tectonique en particulier.

On sait que les schistes charbonneux forment, dans les sous-sol, des piles électriques naturelles qu'il est possible de situer à partir de la surface. Ainsi, à l'aplomb de chaque tête de couche charbonneuse, nous avons une dépression de potentiel, puisque le courant descend en profondeur le long des couches, phénomène impliquant une liaison certaine entre la stratigraphie et les phénomènes de polarisation.

La fig. 16 montre cette relation d'une façon claire. Nous avons reporté les mesures de potentiel sur le profil dressé par K. DREHER [32].

Nous constatons: 1. que les filons d'anthracite sont à l'aplomb des dépressions de potentiel maxima locales; 2. qu'un ensemble de schistes charbonneux ou non, mais conducteur en général, même avec quelques minces bancs de grès, donne une large dépression de potentiel; 3. que les bancs de roches stériles, comme les grès, se marquent par une forte remontée du potentiel.

Prenons maintenant en détail la coupe de K. DREHER. Nous avons, de bas en haut:

1. Une réaction faiblement négative (par rapport à la dépression de potentiel générale de la zone carbonifère) correspondant à une zone riche en grès.

2. Une forte dépression de potentiel due à la présence de filons d'anthracite et de schistes charbonneux ou non. A l'intérieur même de cette dépression, nous remarquons une petite remontée de potentiel à l'aplomb d'un banc de grès ou grès schisteux situé un peu en dessous de la route, suivie, juste après, d'une nouvelle dépression due à la présence d'un filonnet de charbon.

3. Entre les deux mines de Salins (S_1 et S_2), une brusque diminution du potentiel négatif produite par une assise de grès.

4. Sur la mine de Salins S_2 , une nouvelle dépression négative correspondant à un complexe où dominent des schistes et trois filons de charbon. Une bande de grès ne paraît avoir qu'une faible influence sur la valeur du potentiel.

5. Puis, pour terminer, une forte remontée du potentiel due à des roches dépourvues de matière charbonneuse (grès).

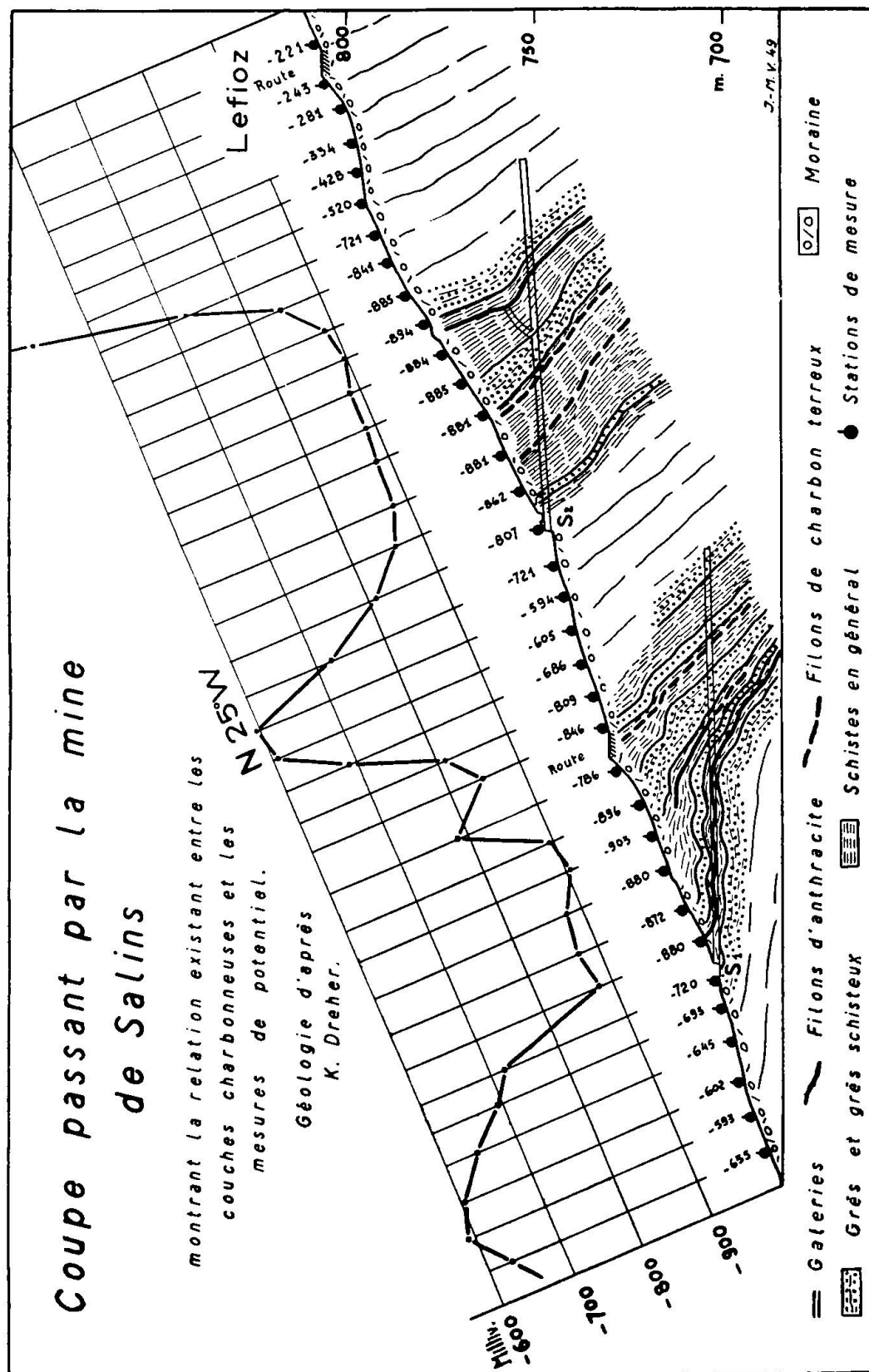


Fig. 16.

Ainsi dans l'ensemble, les dépressions de potentiel correspondent à des complexes où les schistes charbonneux dominant, tandis que les remontées du potentiel se placent au-dessus de bancs de grès dépourvus de schistes charbonneux.

Ce qui vient d'être exécuté pour un profil peut l'être aussi le long des couches. De cette façon il sera possible de suivre sur le terrain des couches charbonneuses. C'est ce que nous avons fait.

B. Centres de potentiel négatif et centres de potentiel positif. Schistosité, stratification et tectonique en fonction de la carte P.S.¹⁾

Au cours de l'étude, nous avons encore mis en évidence [102, 139] des îlots moins négatifs que d'autres, s'alignant sur un même axe passant par des dépressions négatives correspondant nettement aux bandes charbonneuses (Pl. V). Il nous a été possible d'élucider ce problème. Ces anomalies sont dues soit à l'érosion, soit à la présence de forts recouvrements morainiques, soit encore à la présence d'éboulis et d'éboulements plus ou moins importants, comme celui de Maurifer. Toutes ces réactions, négatives — voire même positives — se suivant régulièrement, correspondent à une seule et même bande charbonneuse. Nous avons alors tracé des axes parallèles à l'allongement de ces anomalies; ces axes nous donnent la direction des couches et des bandes charbonneuses prises dans leur ensemble. C'est ainsi qu'en comparant les directions des affleurements non fauchés (principalement les grès) avec les directions P. S., nous avons été frappé de leur similitude. Nous n'avons jamais trouvé une direction stratigraphique NNE correspondant à celle que N. OULIANOFF [96] croit avoir observée. S'il y a parfois des directions NNE, ce ne sont en fait que des flexures telles que celles que nous avons mises en évidence dans la région de Bramois et Maragnénaz (voir la carte P. S. et Carte géologique s'y rattachant Pl. V). Mais là encore, la direction des couches et celle des axes P. S. varient dans le même sens. Les flexures de la région de Bramois, Maragnénaz sont dues pour nous à la variation de puissance de la masse de Trias, très épais à cet endroit, diminuant considérablement dans la région de Chandoline et se réduisant presque à zéro plus à l'W. Cette masse, par sa rigidité, a contribué lors des mouvements alpins à écraser le Carbonifère.

Nous avons encore signalé une discordance angulaire entre ce que nous avons appelé la „zone de Chandoline” et la „zone de Salins”. Nous pensions que le changement de direction du complexe de Chandoline plus

¹⁾ P.S. = polarisation spontanée.

à l'W — la direction des couches se rapprochant de plus en plus du N, — était dû à la masse rigide du Trias „médian“ augmentant, ici même, de puissance en direction de l'W. On nous a fait remarquer à juste titre que cette interprétation était erronée, car le Trias „médian“ est constitué presque exclusivement par du gypse. Nous reconnaissons bien volontiers cette erreur. Dans leur rapport final, AUG. LOMBARD et A. FALCONNIER [26 b] pensent à une flexure, mais n'en donnent pas la raison. Cet accident tectonique est plus important que nous ne l'avions cru tout d'abord, car il correspond, comme nous le verrons plus loin, à d'autres accidents qui ont même disloqué une partie du Permo-Carbonifère plus au S.

On nous a aussi objecté que la coïncidence entre les directions des filons de charbons de Chandoline et les axes P.S. dessinés en fonction de mesures de potentiel était bien imparfaite. Les axes de ces dépressions font, en effet, un certain angle avec l'intersection des filons en surface. Ce défaut de coïncidence provient seulement du fait que la surface topographique — et nous l'avions bien spécifié — a été considérée par nous comme un plan incliné vers la plaine du Rhône. Nous avons fait remarquer que les surfaces équipotentiellles donnent sur le terrain des courbes déformées par les irrégularités topographiques. Pour les étudier avec fidélité, on peut les rechercher sur le terrain même, ce qui est la façon la plus précise de les reconnaître. Mais on peut encore les dessiner en se basant sur des profils P.S. plus ou moins serrés. Dans ce cas, le réseau de mesures doit être suffisamment dense. Le but que nous nous étions proposé consistait à rechercher les bandes charbonneuses et à connaître leur allure générale. Ainsi la carte P.S., quoique satisfaisante dans les grandes lignes, ne peut être prise en considération pour des questions de détail. Il faudrait disposer de mesures extrêmement serrées pour être certain que telle ou telle équipotentielle a bien l'allure que nous lui donnons. Il ne nous est pas possible d'extrapoler, en tenant compte des irrégularités topographiques, entre deux profils distants de quelques centaines de mètres. Ce serait aller un peu loin dans la fantaisie scientifique. Nous avons donc préféré schématiser le tracé des équipotentiellles, quitte à ce que certains points de détail ne coïncident pas avec la réalité. En revanche, les profils P.S. comme celui passant le long du torrent de Lefioz, peuvent être considérés dans tout leur ensemble comme précis, les mesures étant assez denses. Là, les fortes dépressions de potentiels correspondent parfaitement avec la tête des filons.

Remarquons en outre que certains filons de charbon correspondant à des surfaces listriques dans les grès, sont parfois discontinus et provoquent ou non de la polarisation spontanée.

La P.S. nous a encore donné un bon moyen pour raccorder les différentes mines entre elles, raccords qui ne peuvent se faire avec précision en surface, faute de bons repères stratigraphiques.

§ 7. Résumé des observations relatives au Carbonifère de la zone interne

1. Comme dans les „schistes de Casanna“ et le Permo-Carbonifère, la sédimentation du Carbonifère est détritique. Elle est moins grossière dans notre région que dans le Carbonifère de la zone carbonifère externe, où les conglomérats sont très grossiers et très développés. Le galet le plus gros que nous ayons trouvé mesure tout au plus un décimètre, tandis que dans la région de Dorénaz les éléments des conglomérats peuvent atteindre plusieurs décimètres de diamètre, voire même le mètre.

2. Le style tectonique de ces formations est très tourmenté; les couches de charbon se sont concentrées en lentilles ou en poches d'un volume parfois très grand. Le charbon a migré localement et sur de petites distances le long de surfaces de glissement, mais nous ne pensons pas que tous les gisements sont dus à ce phénomène.

3. Nous n'avons pas trouvé de roche permettant d'établir l'existence d'une ancienne activité éruptive. Mais à quelques dizaines de kilomètres à l'E de notre terrain, dans la région d'Agarn, E. ARGAND [8, 10] a cependant signalé une roche riche en albite-oligoclase et chlorite secondaire, qu'il assimile à une sorte de diorite, par comparaison avec celles de la zone graphiteuse de la Dora-Maira. R. JÄCKLI [77] a retrouvé cette roche et l'échantillon que nous avons vu ressemble plus à une roche prasinitique qu'à une diorite.

4 Notons que de l'albite maclée en échiquier se retrouve encore dans le Carbonifère.

5. Le Carbonifère est plissé en concordance avec le Trias.

6. Il n'y a pas de discordance entre la schistosité et la stratification, si ce n'est en quelques exceptions dues à des différences de rigidité entre les roches.

Chapitre VIII

TRIAS

Le faciès caractéristique de ces formations permet de les reconnaître et leur âge ne fait aucun doute.

Le Trias comprend dans notre région, de la base au sommet :

- | | | |
|----------------------------------|---|-----------------|
| 1. le groupe des quartzites | } | Trias inférieur |
| 2. le groupe des argilites | | |
| 3. les cargneules et les gypses | | |
| 4. les calcaires et les dolomies | } | Trias moyen |

On le rencontre dans trois éléments tectoniques différents, soit :

1. le synclinal des Chèques,
2. le synclinal de la Borgne (Trias bordier),
3. la bande de Trias médian (séparant le „train“ carbonifère supérieur du „train“ moyen).

Il n'est pas facile de reconstituer une stratigraphie exacte, car les mouvements tectoniques ont bouleversé l'ordre dans lequel les différentes couches s'étaient déposées. Pour les mêmes raisons, l'épaisseur de ces formations peut varier dans de fortes proportions.

§ 1. Trias du synclinal des Chèques

A. Groupe des quartzites

(Werfénien, pennique inférieur [10])

Nous n'avons qu'une seule variété, ce sont les quartzites blancs compacts, se débitant en plaquettes polyédriques. Leur limite inférieure est difficile à fixer. En effet, comme nous l'avons déjà fait remarquer, ils passent progressivement aux grès séricitiques des Prasses. Les principaux gisements se trouvent au Mont Carré (2468 m.) où ils forment une sorte de repli. On les observe, alternant avec des cargneules, entre le Mont Rouge (2491 m.) et le Mont Loéré. Au SW du point 2453 ils peuvent être en contact direct avec les „schistes de Casanna inférieurs“.

A l'oeil nu, la roche est compacte, de couleur blanche, parfois légèrement livide. Sa patine est noirâtre. Diamètre des grains: 0,5 à 1 mm.

Structure: Nettement clastique, parfois porphyroclastique.

Minéraux constitutifs:

L'élément presque exclusif est le quartz, en grains parfois écrasés et subdivisés. Le ciment est formé par de la séricite en quantité infime, qui entoure les

grains et même pénètre à l'intérieur, montrant ainsi qu'il y a eu une assez forte recrystallisation marginale.

Minéraux accessoires:

Orthose pas toujours présente, en plages brunâtres; un peu de zircon, d'apatite ou de carbonate.

B. Dolomies et calcaires dolomitiques

Les dolomies sont très rares. L'analyse rapide [66] indique une dolomie presque pure, riche en fer.

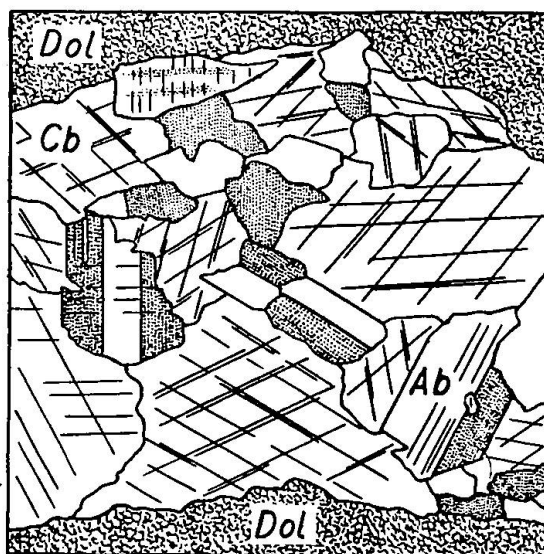


Fig. 17. Dolomie du Trias des Chèques montrant un filonnet de calcite avec albite idiomorphe, pénétrant dans de la dolomie finement cristalline. (Ech. 305). Dol: dolomie; Cb: calcite; Ab: albite. Grossissement 42 fois.

Elles affleurent à l'W d'Artseno, bordant pour ainsi dire un replat topographique (voir fig. 1). Leur puissance, très réduite, peut s'abaisser à quelques dizaines de centimètres seulement.

A l'oeil nu, la roche est compacte, dure, à cassure conchoïdale, et grain très fin. La couleur est jaune clair, parfois orangée, suivant la quantité de fer qu'elle contient. Il n'est pas rare d'observer en surface des dendrites d'oxyde de manganèse.

Le microscope les montre finement grenues (cryptocristallines) et semblent n'avoir pas souffert du métamorphisme. Cette observation est confirmée par F. ELLENBERGER [47], qui montre que dans la Vanoise

les dolomies résistent au métamorphisme tandis que les calcaires deviennent des marbres.

Dans cette masse dolomitique, on observe des plages bien développées d'un carbonate, fortement maclées et clivées, isolées ou en filonnets, qui doivent être de la calcite. Ces plages de carbonate sont parfois disposées de telle sorte qu'elles simulent des restes d'organismes. Ces dolomies contiennent de l'albite pure de néo-formation, en cristaux dispersés dans la masse ou associés à la calcite des filonnets (fig. 17). Ces feldspaths présentent généralement la macle de l'albite simple ou répétée, quelquefois une extinction onduleuse et des contours idiomorphes

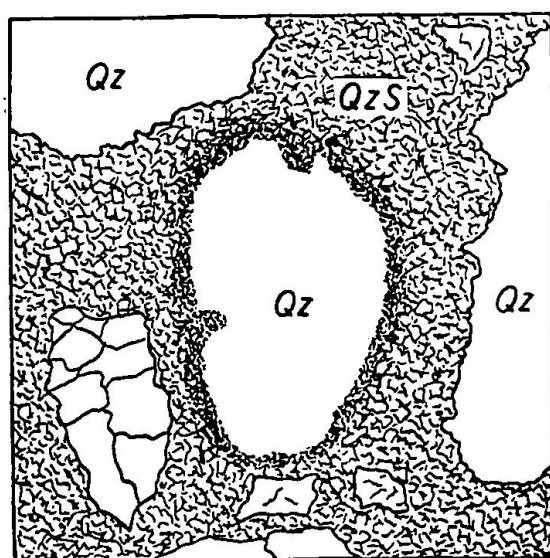


Fig. 18. Quartzite du Trias montrant un élément de quartz dissous dans sa partie marginale et de ce fait ne possédant pas de contours nets. (Ech. 17). Qz: quartz; QzS: quartz-séricite. Grossissement 40 fois.

ne rappelant en rien ceux des porphyroblastes des „schistes de Cassanna“; ils ressemblent beaucoup à ceux que J. SIGG [117] a décrits et qui forment la gangue des gisements du Val d'Anniviers.

Les calcaires dolomitiques affleurent plus au S, à la suite des dolomies du synclinal des Chèques.

C. Cargneules

Elles forment des masses puissantes, de couleur jaune rouge, qui se remarquent bien sur le terrain par leur teinte et la présence de dolines. C'est à cause d'elles que le Mont Rouge, où elles affleurent, porte ce nom.

Leur surface d'extension est très grande. Elles constituent le soubassement du Mont Carré, continuent plus au N où elles forment même des indentations avec les „schistes de Casanna“. On les retrouve sur le chemin montant à l'Alpe d'Essertse. Plus au S, elles réapparaissent en quelques pointements à l'W d'Artseno.

Ce sont généralement des cargneules plus ou moins vacuolaires, bréchiques à éléments polygéniques. Comme débris nous avons: des „schistes de Casanna supérieurs“ (schistes chlorito-séricitiques), diamètre maximum 30 cm. (dans la région d'Artseno); des calcaires dolomitiques „épuisés“, qui forment parfois des vacuoles dans lesquelles on peut observer un squelette de dissolution; des schistes séricitiques blanc-vert clair; des galets de quartz blanc.

Sous le microscope, l'allure est bréchique. Comme éléments:

Fragments de dolomies très fines, comme roulés, avec quelques grains de quartz, le tout dans un ciment plus ou moins fortement recristallisé, contenant lui-même des grains de quartz. Le carbonate formant le ciment paraît être de la dolomie en petites plages, car on ne voit ni macle ni clivage. Chaque grain est entouré d'une matière brunâtre. On peut encore observer de la matière argileuse en voie de séricitisation plus ou moins avancée.

H. GERLACH [54] a donné de ces cargneules une description très détaillée.

Ces cargneules bréchiques nous posent le problème suivant: ces roches sont-elles d'origine sédimentaire ou tectonique? Il n'est pas aisé de trancher la question, car dans une région où les plissements ont été particulièrement intenses, il se peut qu'elles soient le produit de la dissolution d'anciens calcaires dolomitiques et que leurs éléments cristallins constituant la brèche aient été arrachés au soubassement. Cette hypothèse paraît convenir aux cargneules contenant de gros éléments, mais non à celles qui sont plus fines. A noter que les galets (dolomie et argilite) ne sont presque pas métamorphiques. Au point de vue stratigraphique, nous les avons mises entre les calcaires dolomitiques et les quartzites, par analogie avec la succession stratigraphique que l'on observe au-dessous de la Chapelle de St-Sylve. Nulle part, dans le synclinal des Chèques, nous n'avons pu voir la succession complète.

La présence de fragments de dolomies aurait dû nous inciter à placer les cargneules plutôt au-dessus des calcaires dolomitiques et des dolomies. Mais dans ce cas encore, leur origine est douteuse et peut être d'ordre mécanique.

Au N du point 1905, à l'E d'Essertse, l'affleurement qui est indiqué comme cargneule est en réalité une lentille de dolomie reposant sur des

gneiss chlorito-séicitiques porphyroblastiques et des schistes chlorito-séicitiques, le tout recouvert par des cargneules bréchiques.

Sur le tracé du synclinal des Chèques, nous n'avons pas rencontré d'affleurement de gypse. Mais on peut le voir sur le versant W, sous le Mont Rouge. Au S de Mâche, on en observe de gros blocs éboulés.

§ 2. Trias du synclinal de la Borgne (Trias „bordier“)

C'est ici que nous avons la coupe la plus complète du Trias, qui disparaît presque complètement en direction de l'W.

A. Groupe des quartzites

Les quartzites sont très répandus. Un coup d'oeil sur les profils (Pl. III) et la carte géologique (Pl. II) montre leurs variations de puissance et leur disposition. Ils se trouvent dans le flanc renversé et dans le flanc normal du synclinal. On les voit en direction au-dessus de La Crêta, puis ils disparaissent rapidement vers l'W. Leur épaisseur varie de 300 mètres environ au maximum à zéro.

Ce sont des formations monotones, stratifiées et fortement diaclisées, dans lesquelles nous avons observé quoique rarement, sur les blocs polis, une stratification entre-croisée. Leur patine est noirâtre; à la cassure, leur couleur va du blanc pur au blanc verdâtre, suivant la quantité de ciment séicitique. On y rencontre quelques niveaux lenticulaires conglomératiques. Leur base est assez difficile à définir, comme nous l'avons déjà dit. Elles sont entaillées, en aval de la Borgne, par de puissantes gorges étroites.

Sur le flanc renversé, dans la région située au N d'Hérémence, près de St-Quentin, on remarque près de la base des quartzites une zone d'oxydation que l'on suit en direction sur plusieurs centaines de mètres.

On observe dans ces quartzites des zones d'écrasement qui se reconnaissent à la présence de masses broyées de faible puissance, recristallisées et vacuolaires, consistant en de fins débris cimentés de quartzites.

1. Variétés conglomératiques

Ce ne sont pas à proprement parler des conglomérats ni des quartzites, mais plutôt des grès conglomératiques à éléments polygéniques. Le plus beau gisement affleure dans la paroi au-dessus du chemin partant de l'Usine électrique (au S de Bramois) en direction du S, face à l'Hermitage de Longeborgne.

Comme galets on trouve:

a) *Jaspes*. A l'oeil nu, ces galets sont rouge lie-de-vin. Le plus gros que nous ayons récolté mesure environ 10 cm de diamètre maximum.

Vu au gros grossissement, ces jaspes sont constitués par un agrégat de très petits grains de quartz. Au milieu de chaque grain nous trouvons un noyau de matière semi-opaque de couleur violacée, ainsi qu'autour de chaque grain. On reconnaît aussi un peu de pyrite et des cristaux opaques de forme rhomboédrique (ilménite?).

b) *Quartzporphyres* verts avec quartz en sections hexagonales, à contours plus ou moins corrodés; orthose avec flammèches d'albite; petits grains d'albite macclés polysynthétiquement, dispersés dans la pâte en voie de séricitisation (diamètre: 1 à 2 cm). Ces roches ressemblent aux quartzporphyres du Gastern.

c) *Alaskite* (orthose et quartz).

d) *Quartz* blanc ou rose.

(Signalons à ce propos que A. DIAS [39] a pris ces quartz roses pour des grenats!)

e) *Grès séricitiques* (quartz et séricite) en galets de quelques centimètres de diamètre.

A l'oeil nu, la pâte d'allure grossière et massive de ces grès conglo-mératiques est de couleur verdâtre.

Sous le microscope, on rencontre encore quelques fragments de pâte de quartz-porphyre et une quantité variable d'orthose. Le quartz est nettement roulé, les grains à bords frangés ont des extinctions plus ou moins onduleuses et sont parfois disloqués. Le ciment est constitué presque exclusivement par du quartz en petits grains et de la séricite très légèrement pléochroïque, en fines écailles. Diamètre maximum des grains de la pâte: 1 à 2 mm.

Dans ces grès grossiers, il n'est pas rare d'observer des phénomènes de dissolution marginale des grains de quartz. La fig. 18 montre un grain de quartz dont les contours n'existent pour ainsi dire plus: du quartz en grains très fins et des paillettes de séricite forment une auréole passant progressivement au grain central.

2. Quartzites proprement dits

Ils forment la masse principale du groupe. On les reconnaît à leur couleur blanche, légèrement livide, avec patine noirâtre, et à leur dureté. Ils se débitent parfois en parallélipèdes. Nous n'avons pas à reprendre leur diagnose, qui est en tous points la même que celle des quartzites du synclinal des Chèques. Disons seulement que plus le faciès devient fin (0,5 mm de diamètre maximum) et plus on s'éloigne de la base, plus la quantité de feldspaths potassiques diminue. On observe encore quel-

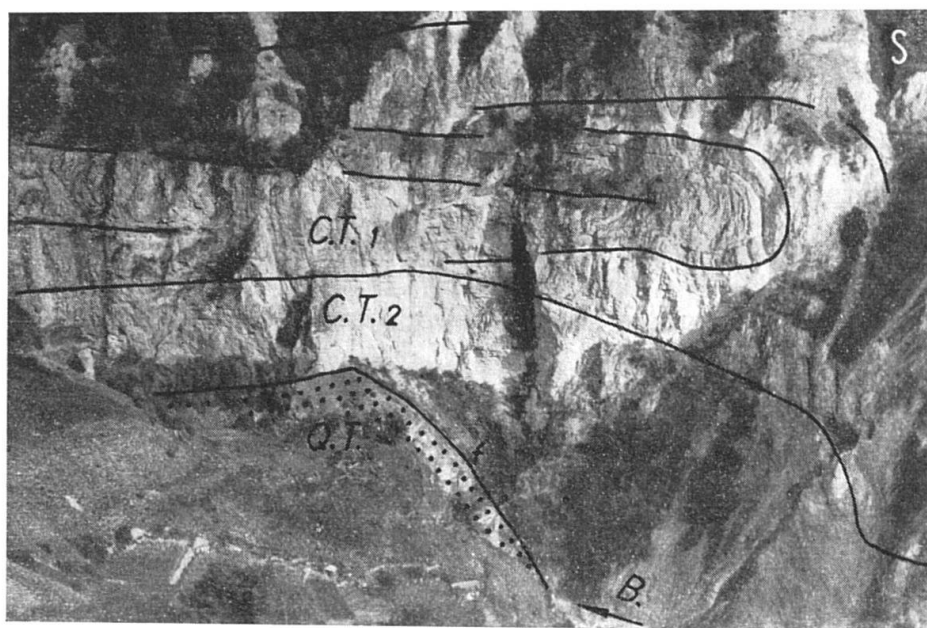


Fig. 19. Rive droite de la Borgne, face à la Pira. Calcaire en partie décollé et replissé. Faille *g* n'atteignant que les quartzites, tandis que cet accident se marque plus au S dans les calcaires par une flexure. CT₁: partie des calcaires triasiques replissés. CT₂: partie des calcaires triasiques restée en place mais atteinte par une flexure près de la faille *g*. QT: groupe des quartzites du Trias. *f*: faille *g*. B: La Borgne.

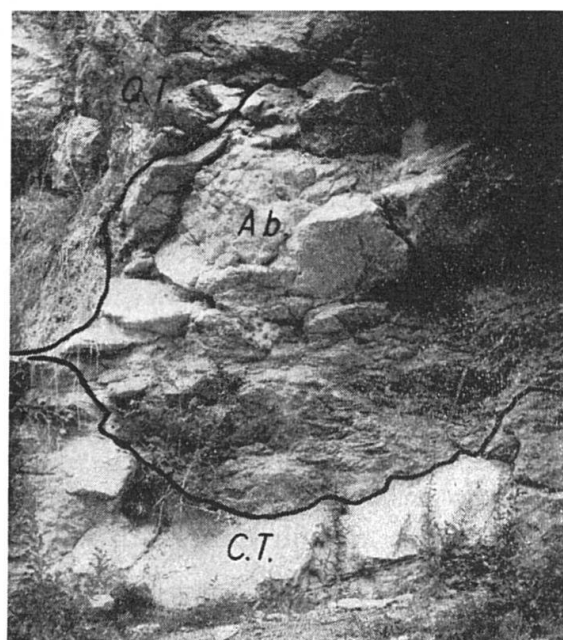


Fig. 20. Albitisation des formations triasiques. Partie supérieure de la masse d'albite pénétrant dans les quartzites du Trias, tandis que la partie inférieure albitise les calcaires. QT: calcaires du Trias. QT: quartzites du Trias. Ab: masse d'albite.

ques grains de quartz rose. La diminution du ciment séricitique décolore la roche.

A quel étage peut-on rattacher le groupe des quartzites? E. ARGAND [10] en fait du Buntsandstein (Werfénien), mais la base peut encore être du Permien et même du Verrucano [60] qui serait ici remanié. De notre côté, nous l'avons considéré, sur le schéma stratigraphique, comme uniquement triasique.

E. GÖKSÜ [63] signale un niveau de quartzite du Trias dont la base est conglomératique.

Si l'on compare ce niveau avec le niveau B de la coupe de la carrière du Feug (Haute-Savoie) donnée par E. PARÉJAS [98], nous trouvons à la base de ce niveau arkosique des jaspes en tous points semblables aux nôtres. Ce niveau repose sur des bésimaudites.

Dans son ensemble, le groupe des quartzites du Trias forme de véritables accumulations, soit deltaïques, soit côtières. Il ne paraît pas que ce soient des formations continentales. E. ARGAND [5] y voit une sédimentation néritique.

Ces masses de quartzites sont sillonnées de filons de quartz secondaires avec apophyses; le quartz remplit aussi des diaclases.

B. Groupe des argilites (Trias inférieur)

C'est dans le Trias de la Borgne qu'elles sont le mieux représentées. Le seul affleurement convenable est une grande lentille située dans la paroi du Trias juste au N de la Chapelle de St-Sylve, sur la rive gauche de la Borgne. Sa puissance maxima est d'une quarantaine de mètres (photo fig. 21).

On y observe encore une ancienne stratification bien conservée dans le centre de la lentille, mais fortement bouleversée aux extrémités, où des débris de calcaires dolomitiques et d'argilites simulent des cargneules.

Ce groupe se rattache au Trias inférieur, comme nous le verrons plus loin, dans lequel nous avons placé les argilites proprement dites et des grès séricitiques. Ces roches peuvent parfois faire complètement défaut par suite des mouvements tectoniques et ont servi aussi de „lubrifiant“ permettant des décollements entre les quartzites et les calcaires.

1. Argilites proprement dites

On les rencontre dans la partie supérieure du complexe, près de la faille *b* (voir profil Pl. III), compartiment N, juste au dessus des quartzites. Elles se débitent en petites lentilles compactes, de couleur gris

verdâtre. Les plans de clivage de la roche, au toucher savonneux, sont brillants. Patine brunâtre.

Structure: Très faiblement lépidoblastique.

Minéraux constitutifs:

Séricite: En fines écailles, provenant de la matière argileuse en voie de cristallisation.

Minéraux accessoires:

Quartz: Quelques rares grains à contours diffus, à extinctions onduleuses, parfois répartis en nodules.

Zircon: Quelques grains.

Rutile; sphène; apatite.

Tourmaline: Très abondante, mais sous forme de tout petits prismes (np incolore, ng verdâtre).

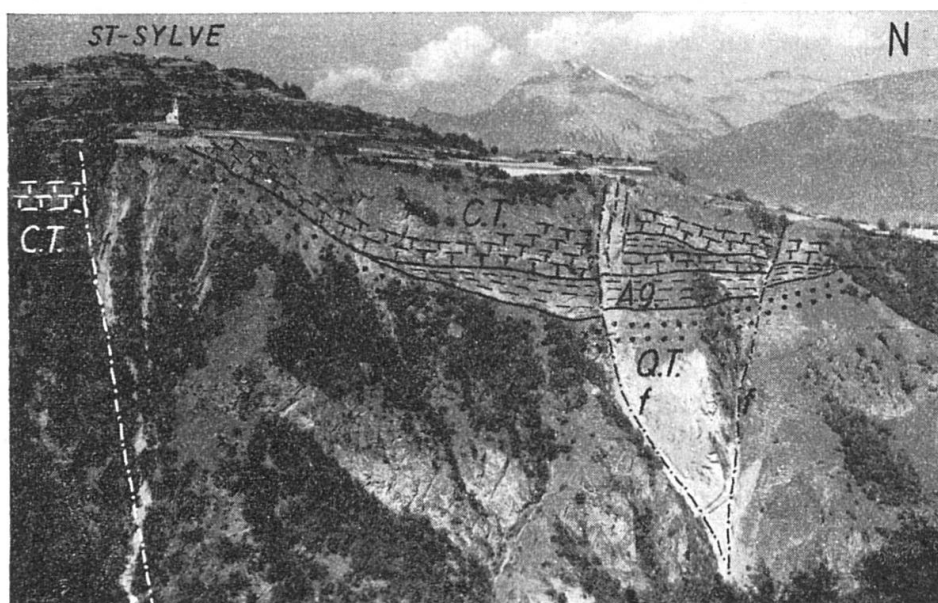


Fig. 21. Rive gauche de la Borgne, région de St-Sylve. A gauche, faille *d* mettant en contact les calcaires avec le groupe des quartzites. A droite, failles *c* et *b*. Au centre, lentille du groupe des argilites et ses complications tectoniques. CT: calcaires triasiques. Ag: groupe des argilites du Trias. QT: groupe des quartzites du Trias. f: failles.

Dernièrement, G. DEICHA [37] a étudié les argilites de la région du Prarion, argilites qui sont en voie de séricitisation. Pour lui, la potasse nécessaire à la formation de la séricite peut provenir de l'extérieur ou se trouver primitivement dans l'argile sous forme de solvant imbibant le sédiment.

a) *Argilites gris brunâtre verdâtre, sombres (schistes séricitiques)*

Ce type se rencontre dans la „digitation“ supérieure entre les failles *b* et *c* (voir fig. 21).

La texture est schisteuse et les plans de clivage sont faiblement satinés.

Structure: Porphyroclastique et lépidoblastique.

Minéraux constitutifs:

Séricite: Formant la base de la roche, en fines paillettes orientées de telle sorte qu'elles donnent une certaine schistosité à la roche, et pénètrent même dans le bord des grains de quartz.

Quartz: En grains plus ou moins arrondis, avec une auréole d'écrasement à leur extrémité lorsqu'ils sont lenticulaires.

Albite: Moins abondante que le quartz, maclée en échiquier, identique à celle observée dans le Permo-Carbonifère et le Carbonifère. On observe même des plages de feldspaths en voie de séricitisation.

Minéraux accessoires:

Carbonate: Avec oxyde, en forme d'„amygdales“.

Apatite: En grains.

C'est en somme un schiste séricitique ou une phyllite quartzo-feldspathique.

On peut encore rattacher à cette variété l'argilite gris brun que l'on trouve près de la Pira entre les quartzites et les calcaires et qui est un schiste séricitique ou une argilite grés-carbonatée.

Structure: Granoclastique.

Quartz, feldspaths (albite): à macles polysynthétiques, avec comme ciment de la séricite; carbonate disséminé en petites plages; zircon en nombreux grains; tourmaline en petites sections verdâtre.

b) *Faciès avec alternances*

Au milieu du complexe des argilites, le long de la faille *b*, on observe une série de niveaux alternativement durs et tendres, sur quelques mètres, de couleur brun rouge, parfois bariolés. Chaque bande n'a pas plus de quelques centimètres d'épaisseur. Les parties tendres sont des argilites pauvres en quartz, tandis que les parties dures, rouge brique violacé, sont constituées par: du quartz, des feldspaths en macles polysynthétiques se séricitisant, de la séricite formant le ciment, du carbonate disséminé dans la roche, et une oxyde de fer en rhomboèdres.

L'ensemble du complexe que nous venons de décrire est donc très argileux. E. GÖKSU [63] et W. B. ITEN [76] signalent dans leur régions respectives des formations identiques, c'est-à-dire des schistes séricitiques, qu'ils comparent à la suite de R. STAUB aux „Campilerschichten“ ou au „Röti“. Les schistes verts et rouges que C. G. S. SANDBERG [109] signale, sont rattachés par lui au Trias moyen, tandis qu'en fait c'est du Trias inférieur.

Pour H. BOESCH [23] les Campilerschichten en Basse Engadine sont un terme de passage entre les quartzites du Trias et les calcaires dolomitiques. On les retrouve semble-t-il dans la zone briançonnaise près de Moûtier, où W. KILIAN et C. PUSSENOT [79], puis M. GIGNOUX et E. RAGUIN [61] signalent des formations identiques (schistes bariolés), et en Vanoise où F. ELLENBERGER [46] indique de telles couches.

Ce niveau nous paraît être un bon repère stratigraphique.

C. Gypse (Trias inférieur)

On le rencontre en grande masse à la jonction de la Dixence et de la Borgne, un peu au NE de Vex, sur un petit chemin menant à Ypresses; à l'E de Salins, puis de nouveau en très grande abondance dans la région de Chadelo et une dernière fois au SW de Beauperré (NE de Veysonnaz).

Au fond de la Borgne, à l'embouchure de la Dixence, le gypse se présente en deux parois, où il est possible de voir des alternances d'une dizaine de centimètres de gypse blanc saccharoïde compact, pur, et de gypse conglomératique.

On rencontre parfois, dans la masse compacte de gypse, de gros „galets“ de quartzites.

1. Gypse conglomératique

Le ciment est du gypse blanc, tandis que les éléments sont des pelotes de couleur grisâtre et brunâtre, dont le diamètre est de l'ordre de grandeur du centimètre.

Minéraux constitutifs:

Gypse: En écailles caractéristiques.

Quartz: En grains.

Carbonate: Non maclé (pouvant être de la magnésite?).

Brucite: En variété fibreuse et en plages à contours irréguliers.

Comme galets, ce sont soit des pelotes d'argilite constituées uniquement de fines paillettes de séricite, soit des boules faites de quartz, de magnésite et de séricite, soit encore de gros grains de magnésite roulés.

On observe dans la région de Vex, près d'une carrière située sur le chemin passant par les Boveresses, le passage progressif de gypse plus ou moins conglomératique à des cargneules conglomératiques. A cet endroit, les gypses conglomératiques qui affleurent sur le chemin menant à Ypresses passent progressivement à des cargneules de couleur brun orangé. Les cassures qui sillonnent ce complexe sont remplies par du gypse blanc secondaire fibreux.

Le gypse se présente en général en gisements lenticulaires, rarement dans sa position stratigraphique primitive.

D. Cargneules conglomératiques (Trias inférieur)

Elles peuvent se trouver seules ou en liaison avec le gypse. Elles affleurent par places dans la Borgne : à l'embouchure de la Dixence ; près de la Combioula ; au SW de la Pira ; près de la Courta ; à la Carrière près de Vex (voir plus haut) et par places sous le Trias bordier, en contact avec le Carbonifère, soit au SE de Maurifer. On les rencontre parfois en lentilles dans les calcaires.

A l'oeil nu, elles ressemblent aux gypses conglomératiques. Leur couleur est plus ou moins orangée, suivant la teneur en fer. Elles contiennent de nombreux galets de 1,5 cm de diamètre au maximum : argilites gris beige ; roches tendres, pulvérulentes, de couleur beige clair, ressemblant à des marnes ; argiles vertes plus ou moins gréseuses. Le quartz prédomine dans les parties plus fines.

Elles forment comme le gypse des gisements lenticulaires qui peuvent avoir été déplacés par les mouvements tectoniques.

E. Calcaires (Trias moyen — Muschelkalk, Série pennique supérieure (4))

Ils forment de puissantes masses qui peuvent se réduire rapidement à zéro. Leur développement est maximum dans la région de Vex, où ils constituent les collines avoisinantes et des parois abruptes face à la plaine du Rhône. Leur forte épaisseur peut être aussi due à des décollements provoquant des replis, comme le montre la photo fig. 19.

On trouve toute une série de variétés, mais aucune ne donne un bon niveau repère. L'analyse chimique rapide nous a permis de déterminer des calcaires très faiblement dolomitiques, plus ou moins riches en fer, et très rarement des dolomies calcaires ; cette dernière variété se trouve généralement dans les régions fortement écrasées. L'écrasement est parfois tel que nous avons des pseudo-cargneules.

On rencontre au sein de cette formation calcaire des lentilles de cargneules conglomératiques et même des bancs de microbrèches affleurant au NE de Sutor, près du point 733 situé sur la route cantonale de Vex. On trouve encore un pointement analogue sous la route partant de la carrière ouverte au NE de Vex. Sous le microscope des galets foncés de ces microbrèches finement grenus se détachent dans un ciment fortement recristallisé.

Ces calcaires sont plus ou moins marmorisés et présentent de ce fait un aspect saccharoïde. Leur couleur est très variable: noire (calcaire échinodermique de R. STAUB), gris bleuté clair, gris beige, blanc gris, gris rosé clair. Leur patine est beige et noirâtre. Quelquefois, lorsque la roche est polie, on peut observer des zones de teintes différentes. Ces épaisses assises de calcaires montrent parfois une bonne stratification qui facilite beaucoup l'étude tectonique.

Structure: Finement grenue et grossièrement grenue, suivant le stade atteint par la marmorisation. Les plages de calcite allotriomorphes sont fortement clivées et maclées si la marmorisation est poussée.

Minéraux accessoires:

Quartz: Quelques grains.

Feldspaths: Quelques petites plages, clivés et maclés, mal développés (albite).

Séricite: Très rares paillettes isolées dans la masse calcaire.

Il ne nous a pas été possible de reconnaître, dans le synclinal de la Borgne, quelle partie des calcaires était renversée ou normale, faute de niveaux repères et surtout vu le manque de fossiles. Nous croyons cependant qu'il existe, du moins dans la partie frontale, une série renversée et une série normale. C'est pour cette raison que dans le schéma stratigraphique (coupe E Pl. IV) nous avons mis une limite médiane dans les calcaires, limite un peu arbitraire, cela va de soi.

Le seul reste d'organisme que nous ayons trouvé (éboulement de Maurifer) est une espèce de crosse de section elliptique indéterminable. Par contre, aux alentours de notre terrain, ces calcaires — qui sont l'équivalent des calcaires des Pontis — contiennent de rares fossiles. R. JÄCKLI [77] a rencontré à Beauregard des gastéropodes, des coraux et peut-être une variété de diatomées. Pour cet auteur, les bancs épais et massifs sont ladinien, et il en déduit que les calcaires des Pontis sont de cet âge, et que la partie supérieure peut même être éventuellement liasique.

A. GÜLLER [65], de son côté, a trouvé dans la région de Zermatt des articles de tige d'échinoderme provenant d'*Encrinus liliiformis* (Muschelkalk).

Comme nous l'avons fait remarquer pour les quartzites du Trias, les calcaires perdent considérablement de leur importance lorsqu'on se dirige vers l'W, tandis que leur puissance augmente rapidement vers l'E, pour atteindre son maximum dans la région des Pontis. Disons que ce phénomène peut être dû à des mouvements tectoniques qui ont empilé et plissé ces calcaires, ou à un certain mode de sédimentation (néritique pour E. ARGAND [3]). Plus à l'W, dans la région de Chadelo, on ne retrouve qu'un seul affleurement de ces calcaires, mais sous forme d'une masse isolée dans les gypses. Autrement, le Trias se réduit à des affleurements de gypses et de cargneules.

§ 3. Trias Médian

Il n'affleure qu'à un seul endroit près du Rhône, à l'extrémité W de notre carte. Il est représenté par du gypse, plus ou moins stratifié, ressemblant en certains points à celui que l'on trouve dans la Borgne (Dixence-Borgne). Mais notre Trias „médian“ est la prolongation de celui situé plus à l'E dans la région de Sion (hors de notre territoire) où nous retrouvons des quartzites et des calcaires dolomitiques [85, 161]. Nous verrons plus loin quelles sont raisons qui nous ont conduit à envisager ce raccord que les auteurs qui nous ont précédé n'ont pas pris en considération dans leur profil [32, 128, 155, 156, etc.].

Si l'on fait une rapide comparaison entre la stratigraphie du Trias du synclinal des Chèques et celle du Trias „bordier“, on voit tout de suite quelques variations importantes:

Trias du synclinal des Chèques	Trias „bordier“
Dolomies (et calcaires dolomitiques).	Calcaires faiblement dolomitiques très puissants.
Cargneules bréchiques, parfois conglomératiques.	Cargneules conglomératiques.
Gypses.	Gypses compacts et conglomératiques. Groupe des argilites.
Quartzites fins, blancs.	Groupe des quartzites avec passées de conglomérats.
Grès des Prasses (fortement schisteux)	Grès des Prasses (fortement schisteux).

Il semble que le Trias des Chèques soit en général moins profond et moins puissant que le Trias „bordier“.

Sa stratigraphie est identique à celle du faciès germanique [58] mais sans le Keuper; il se pourrait cependant que le Keuper soit aussi représenté dans le front pennique par des calcaires [61].

§ 4. „Albitisation“ des formations triasiques

Nous avons déjà fait mention dans le paragraphe traitant des dolomies du synclinal des Chèques, de la présence d'albite de néoformation, soit en plages isolées, soit liée à de la calcite en filonnets.

Le même phénomène s'observe — mais avec une plus grande ampleur — au N de la Combioula, juste au S de la faille *i*. Pour mieux localiser cet unique affleurement, disons qu'il se trouve sur la rive droite de la Borgne, dans le prolongement d'une passerelle suspendue.

On voit les quartzites plus ou moins écrasés et feuilletés du Trias renversé reposer sur des calcaires, sans que le contact soit net. En effet, entre les deux éléments est intercalée une masse blanche, d'aspect lenticulaire, qui passe progressivement aux quartzites et aux calcaires. La photo, fig. 20, nous donne une idée de l'allure de cette „lentille“.

Le centre même de la masse est constitué uniquement par de l'albite pure, en beaux cristaux maclés polysynthétiquement. Comme minéraux accessoires: zircon et un minéral semi-opaque rougeâtre. Plus on se rapproche des calcaires, plus la quantité de carbonate augmente, pour passer finalement à des calcaires contenant seulement quelques plages d'albite. De même, le quartz devient de plus en plus important au fur et à mesure qu'on se dirige vers les quartzites.

Nous avons affaire ici à de l'albite hydrothermale dont la venue est postérieure au Trias et qui doit être du même âge que celle rencontrée dans les dolomies du synclinal des Chèques. Il se peut que ce soit une phase d'albitisation, qui n'a rien à faire avec celle des „schistes de Cassanna inférieurs“. E. WITZIG [152], A. SZEPESY [133] et d'autres signalent aussi des dolomies jaunes du Trias qui contiennent de nombreux cristaux d'albite de néoformation. Dans la Vanoise, F. ELLENBERGER [47] a fait la même observation.

§ 5. Résumé des observations relatives au Trias

1. Le Trias varie de faciès du N au S; il semble moins profond au S qu'au N.
2. Sa stratigraphie est difficile à faire, faute de fossiles, surtout en ce qui concerne les calcaires.
3. Il est difficile de dire si le Trias est complet.
4. Il est identique à celui de la zone du Briançonnais, et correspond au point de vue faciès au Trias germanique, le Keuper mis à part.

5. La coupe que nous avons donnée dans la région de St-Sylve peut aussi être comparée avec celle que W. KILIAN et C. PUSSENOT [79] ont décrit dans la Vanoise (Briançonnais), coupe reprise par M. GIGNOUX et E. RAGUIN [61], et dernièrement par F. ELLENBERGER [46] (revue par J. FABRE et J. RICOUR [48]):

St-Sylve	Briançonnais
Calcaire des Pontis.	Calcaires (calcaires briançonnais fossilifères.)
Groupe des argilites, gypses et cargneules.	Schistes bariolés, cargneules et gypses.
Quartzites passant éventuellement à des schistes verts (Verrucano?), avec, à leur base, du Verrucano remanié.	Quartzites pures passant insensiblement à leur base au Verrucano.

Cette comparaison montre que le faciès briançonnais du Trias se retrouve dans les environs de Sion.

Chapitre IX

SCHISTES LUSTRES (JURASSIQUE) (de Lory)

Cette formation constitue une „digitation“ du synclinal des Chèques et affleure dans la région du Montset, où elle est en contact direct avec les „schistes de Casanna supérieurs“. Elle forme un synclinal qui se termine par une série de petites indentations dont nous reparlerons dans la partie consacrée à la tectonique et qui est en relation continue avec la zone des Ecailles d'Evolène [144, 145]. Les schistes lustrés passent par l'Alpe des Chèques où ils sont encore en contact avec des formations triasiques.

Tandis que dans la zone du Grand Combin la masse des schistes lustrés est entrelardée de roches vertes variées, ici comme à l'Alpe des Chèques nous n'avons pas observé de roches éruptives.

§ 1. Faciès des schistes lustrés

On reconnaît facilement ces schistes à leur patine rousse, tranchant nettement sur celle des „schistes de Casanna supérieurs“ gris verdâtre.

Lorsqu'on regarde ces roches de plus près, on voit qu'elles sont normalement stratifiées (sur le chemin menant à l'Alpe d'Essertse) avec des alternances plus ou moins gréseuses, parfois fortement plissotées, comme dans la paroi N du Montset. En règle générale, schistosité et stratifica-

tion semblent concorder. Ces schistes lustrés sont encore caractérisés par des concrétions lenticulaires quartzo-ankéritiques qui, par des effets tectoniques et de dissolution, montrent une structure „en peigne“ (photo fig. 22). De plus, leur surface est rugueuse. Les grains de quartz font sailli par suite du départ du carbonate.

A l'oeil nu, ces roches ont une texture plus ou moins schisteuse. Leur couleur est gris clair à la cassure. Les plans de clivage sont plus ou moins satinés, suivant la quantité de séricite.

Structure: Grenue.

Minéraux constitutifs:

La masse principale est constituée par du carbonate, fortement maclé et clivé. Une analyse sommaire du résidu carbonaté nous montre une dolomie calcaire, mais plus dolomitique et plus riche en fer dans les parties superficielles de la roche.

Minéraux accessoires et subordonnés:

Quartz: En plages à contours sinueux, régulièrement répandu dans la roche.

Albite dans le même habitus que le quartz, formant parfois des porphyroblastes, riche en inclusions et en macles polysynthétiques selon (010).

Séricite et éventuellement muscovite: orientées selon les plans de schistosité de la roche.

Tourmaline: En sections hexagonales, répartie dans la roche aussi bien dans les parties carbonatées que dans la séricite.

Zircon: Eventuellement.

Pyrite: En voie de limonitisation.

Ankérite.

Remarquons que l'habitus de l'albite rappelle sensiblement par places celui que l'on trouve dans les „schistes de Casanna inférieurs“. On observe des porphyroblastes à contours sinueux. Sont-ce d'anciens grains d'albite corrodés par le carbonate ou y a-t-il eu apport de soude? Nous pensons plutôt que la substance nécessaire à la formation des porphyroblastes d'albite se trouvait déjà en partie sur place.

§ 2. Age des schistes lustrés

Quel est l'âge des ces formations? Tout ce que nous pouvons dire, c'est que ces formations, azoïques dans notre région, sont mésozoïques. Rappelons que l'on a trouvé des fossiles dans les schistes lustrés. A Brigue, un *Harpoceras falciferum* [21], démontrant la présence du Toarcien, et dernièrement [90] dans le Val Ferret (Prayon) *Gryphaea arcuata*, indiquant le Sinémurien. Nous n'avons pu retrouver des niveaux ana-

logues à ceux que E. WITZIG [152] a mis en évidence dans la zone du Combin, entre autres les faciès du Rhétien, du Dogger et du Malm, ou à ceux signalés par W. N. ITEN [76], A. GÜLLER [65], E. GÖRKSU [63] et A. SZEPESSY [133].

Notons encore que, dans le synclinal de la Borgne, nous n'avons jamais trouvé des sédiments plus jeunes que les calcaires de Pontis. Plus au N dans la zone des schistes lustrés frontaux (Sion), certains auteurs comme H. SCHOELLER [116], F. HERMANN [74, 159] et R. STAUB [124] y voient une stratigraphie plus complète, avec du Crétacé ou du Flysch. D'autres, comme F. ROESLI [104], pensent que la zone du Flysch de l'Embrunais n'est plus à sa place actuellement et qu'elle forme maintenant la nappe du Niesen.

§ 3. Résumé des observations relatives aux schistes lustrés

1. Ils peuvent être considérés comme d'âge mésozoïque malgré l'absence de fossiles.

2. Il est difficile de dire s'il existe une transgression des schistes lustrés sur les formations inférieures bien qu'ils reposent tantôt sur les „schistes de Casanna supérieurs“ (Montset), tantôt sur le Trias (Alpe des Chèques). Il semble bien que les mouvements tectoniques aient provoqué de tels contacts.

3. Il n'a pas été possible de les subdiviser, leur faciès étant par trop banal.

Chapitre IX

CONSIDERATIONS GENERALES SUR L'ENSEMBLE DU PROBLEME STRATIGRAPHIQUE

1. La stratigraphie est résumée à la planche IV.

2. Dans l'ensemble, depuis le Carbonifère et même avant („schistes de Casanna“), jusqu'au niveau de Campile, nous avons une sédimentation détritique plus ou moins grossière suivant les zones. Parmi ces éléments détritiques, le plus intéressant est sans contredit l'albite maclée en échiquier. On la rencontre du Carbonifère au Trias inférieur (dans le niveau des argilites). Cela nous montre qu'il devait y avoir une région émergée durant une longue période.

3. Dans les „schistes de Casanna inférieurs“ et „supérieurs“, la sédimentation est fine, gréseuse, argileuse, sans conglomérats.



Fig. 22. Schistes lustrés avec concentrations lenticulaires et fortement allongées de quartz et d'ankérite montrant une structure en „peigne“.



Fig. 23. Le Montset, vu du Sud. Deux indentations principales de schistes lustrés dans les „schistes de Casanna supérieurs“ (permien pro parte) et qui représentent le fond de la digitation de schistes lustrés du synclinal des Chèques. Le tout monte axialement en direction de l'W.

4. Dans le Permo-Carbonifère, la sédimentation est plus variée, puisque nous avons des conglomérats polygéniques abondants, des grès conglomératiques, des grès ordinaires plus ou moins feldspathiques et des phyllites (argiles).

5. Dans le Carbonifère, nous avons une sédimentation intermédiaire mais qui semble continentale.

On a donc une augmentation de profondeur vers le S pour les formations paléozoïques, tandis que pour le Trias, cela semble le contraire.

Cette ressemblance entre ces trois grandes zones sédimentaires ne fait que confirmer ce qu'E. ARGAND avait déjà dit d'une façon un peu différente: le Carbonifère productif passe progressivement au Permo-Carbonifère non productif par l'intermédiaire du synclinal de la Borgne; ce Permo-Carbonifère, lui-même, par un métamorphisme plus intense, passe aux „schistes de Casanna“ albitisés ou non, qui peuvent éventuellement être encore plus anciens.

6. Existe-t-il des preuves permettant d'affirmer qu'il y a eu des transgressions? Elles sont sujettes à caution. Nous ne pensons pas que les discordances angulaires soient des preuves définitives. Cependant, si l'on revient au synclinal des Chèques, nous voyons que le Trias repose tantôt sur des „schistes de Casanna“ nettement „supérieurs“, comme à l'WNW de l'Alpe d'Essertse; tantôt sur les „schistes de Casanna inférieurs“, comme au S du point 2453, où le Trias, représenté par des quartzites blancs, est en contact direct avec des gneiss chlorito-séricitiques. Même si les mouvements tectoniques peuvent expliquer en partie cette anomalie, il semble bien que le dos de la masse de Casanna constituant le flanc N du synclinal des Chèques a été érodée et que le Trias s'est déposé dessus.

7. Dans le synclinal de la Borgne, nous pensons en revanche que la sédimentation ne s'est pas arrêtée, et que le passage entre le Permo-Carbonifère et le Mésozoïque se fait par l'intermédiaire d'alternances [3, 4]. Le fait que le Carbonifère entre parfois en contact avec l'une ou l'autre des formations triasiques et même du Permien (?) n'est pas la preuve d'une transgression; il faudrait plutôt s'efforcer de voir si le Carbonifère ou le Permien ont été effectivement érodés avant la transgression du Trias et d'en trouver les restes dans des formations plus jeunes. Jusqu'à maintenant il n'a pas été possible de s'en rendre compte.

Deuxième partie

TECTONIQUE

„Il est ... difficile dans une atmosphère enthousiasmée par les synthèses, de parler d'observations sur le terrain sans avoir le sentiment de déranger et de porter atteinte à un édifice magnifique.“

C. E. WEGMANN

(Sur le contrôle géologique de la dérive des continents, 1943.)

§ 1. Introduction

S'il est un sujet qui n'est pas encore au point, c'est bien la tectonique des nappes penniques. Différents facteurs naturels ont contribué à rendre la situation plus difficile: métamorphisme des formations, et surtout manque de fossiles.

Comme nous l'avons fait remarquer au début, tandis qu'à la fin du siècle passé H. GERLACH interprétait la tectonique en fonction d'observations faites sur le terrain même, c'est-à-dire de ce qu'il voyait, au début de ce siècle, lorsque la notion des nappes fut introduite dans les Alpes, ce fut l'établissement de grands schémas, de profils permettant de se faire une idée de la tectonique alpine générale mais couvrant des régions peu ou pas explorées. Cela est bien, mais ce qui le fut moins, c'est justement le fait qu'une fois établis, ces schémas, basés parfois sur des observations imprécises ou incomplètes, servirent de points de départ à l'élaboration de grandes synthèses tectoniques. Comme l'a fait justement remarquer E. HAUG [69], le vice fondamental de toutes ces synthèses, c'est le manque d'une stratigraphie complète, fait qu'il avait observé en lisant „l'arc des Alpes occidentales“ [9].

Nous ne voulons pas dire que ces essais de synthèse aient été inutiles, loin de là, mais seulement qu'ils étaient alors prématurés; lorsqu'on veut y intégrer ce que l'on voit réellement sur le terrain, on se heurte à des difficultés parfois insurmontables. De plus, certains auteurs ont absolument voulu retrouver ailleurs, dans des formes géométriques identiques, les nappes qu'ils avaient mises à jour sur un territoire déterminé.

Il est tout de même curieux de noter que les grands raccords tectoniques, surtout dans le cristallin, ont été établis, non pas sur la base d'observations pétrographiques, mais principalement et presque

exclusivement sur la géométrie des formes. Ainsi, à plusieurs centaines de kilomètres en direction, un pli couché aura la bonne volonté de se plisser d'une manière identique dans tous ses moindres détails. Il suffit de considérer le Jura pour vérifier que cette idée est préconçue.

M. GIGNOUX [59] a relevé avec raison que les nappes ont une extension locale et se relayent entre elles tout le long de la chaîne alpine. Pour lui, c'est une hérésie de vouloir trouver à tout prix des prolongements latéraux, recherche qui ne peut que compliquer et embrouiller le problème. Il suffit de consulter quelque peu la littérature pour se rendre compte à quel point les essais de raccords changent en fonction du temps et des auteurs; le tableau ci-dessous le montre bien :

ARGAND [4]	ARGAND (Grisons)	SCHARDT [112]	STAUB 1936 [121]
VI Dent Blanche	Suretta	Tambo-Suretta	Bernina
V Mont Rose	Tambo	Adula	Tambo-Suretta
IV St Bernard	Adula	Molare	

§ 2. Nappe des Mischabel. Historique

A quel élément tectonique appartient notre territoire?

Si nous avons travaillé il y a quelques années nous aurions pu dire que nous étions sur le front de la nappe du St-Bernard (IV). Mais aujourd'hui, et jusqu'à nouvel avis, nous sommes sur la nappe des Mischabel. Que s'est-il donc passé durant ces dernières années?

La nappe du St-Bernard, définie au début de ce siècle [84], a passé par bien des vicissitudes.

Faisons une incursion dans le Val de Saas où se trouve le point névralgique, et montons en direction du Zwischbergenpass. Au S du col se développe l'élément Mont-Rose (V), tandis qu'au N nous trouvons la nappe du St-Bernard (IV) considérée comme inférieure au Mont-Rose par E. ARGAND et séparée de ce dernier par une bande de roches mésozoïques. En 1935, T. K. HUANG [75, 160] donnait dans un travail sur la région un profil tectonique assez semblable à celui qu'E. ARGAND avait établi quelques années plus tôt, mais qui en différait sur un point essentiel: les deux éléments St-Bernard et Mont-Rose n'étaient plus séparés par une bande mésozoïque continue, mais par une faille. Ainsi T. K. HUANG, respectant le schéma de son maître, distinguait deux éléments qui ont une même constitution pétrographique, en les séparant par une faille. R. STAUB en 1936 [121] puis P. BEARTH en 1939 [15],

reprennent la question et démontrent la justesse des observations du géologue chinois. Mais ils n'hésitent pas à souder les éléments IV et V qui, réunis, deviennent la nappe des Mischabel, équivalente à la nappe de Tambo-Suretta dans les Grisons et à la zone du Briançonnais (STAUB et ARGAND). La racine du St-Bernard devient un élément inférieur, la digitation de Camughera. En 1946, dans un mémoire consacré à l'ensemble du problème alpin, F. ROESLI [104] montre par des observations faites dans la région du Weissmies (N du Zwischbergenpass), que la nappe des Mischabel n'est pas formée d'un seul élément, mais de deux. Voilà la nappe de nouveau sectionnée! Pour lui, la masse du St-Bernard (IV) ne s'enracine pas en profondeur comme E. ARGAND l'avait fait, mais doit être considérée comme un élément supérieur involué devant la masse du Mont-Rose (V), et qu'il estime être une digitation frontale de la nappe de la Dent-Blanche (VI). De cette façon, la zone pennique perd de son importance et se réduit uniquement aux nappes simplotes-sinoises (I, II, III, IV). P. BEARTH [17] répond à cette interprétation que si la nappe des Mischabel doit être coupée, ce n'est pas dans la région du Weissmies, mais par un synclinal inférieur, le synclinal de Furgg. F. ROESLI [105] oppose de nouveau à cette affirmation la démonstration qu'il avait faite quelque temps auparavant et admettant que les dépôts quaternaires, les glaciers empêchent pour le moment de trancher définitivement la question.

Pour notre compte, restons-en à la nappe des Mischabel.

§ 3. L'éventail de Bagnes dans la région du Val d'Hérens et du Val des Dix

Comme nous l'avons dit, nous sommes dans la partie frontale du Pennique moyen (R. STAUB) et encore dans l'éventail de Bagnes. Cette structure, définie par H. GERLACH [56] dans la vallée du même nom, se prolonge plus à l'W par l'éventail franco-italien (R. STAUB [121, 122], L. BERTRAND [22], E. ARGAND [4, 6]) et équivaut à l'éventail du Briançonnais et à celui de Ferrare (Grisons) [121]. En 1913, F. HERMANN [71, 72, 73], étudiant la région du Sasseneire, émet l'hypothèse que les plis qu'on rencontre dans cette région sont des plis en retour et qu'il faut en chercher l'origine plus au N, dans la région du Mont-Carré. C. E. WEGMANN [144, 145], en 1923, reprend à son compte cette hypothèse et démontre que, dans la région du Val d'Hérens, il existe toute une série de plis en retour et que la „tête“ de cet éventail se trouve dans la région de

l'Etherolla. Il distingue dans la partie S un pli supérieur: le pli d'Artzinol, un pli moyen: celui de la Meinaz, et un pli inférieur: le pli du Vouasson. Dans la partie N de l'éventail, ce sont les digitations frontales penniques, équivalentes à celles du Briançonnais [6], disposées en faux anticlinaux et faux synclinaux [11]. Un de ces éléments réapparaît à la Fenêtre d'Euseigne [4, 12].

Dernièrement E. WITZIG [152] a mis en évidence dans la région du Val des Dix, immédiatement en amont du barrage, une fenêtre qui laisse voir un faciès de schistes lustrés appartenant au Pennique moyen (Mischabel) (R. STAUB), (Pennique supérieur [12]), tandis qu'au-dessus repose la zone de Lurette-Vouasson (Pennique supérieur équivalent à la zone du Hörnli (R. STAUB). Il en déduit que la nappe du St-Bernard, loin de s'arrêter comme l'a dessinée C. E. WEGMANN, continue en profondeur. Son hypothèse se confirma dans la région du Vouasson, où l'auteur est loin d'être d'accord avec C. E. WEGMANN. Pour E. WITZIG, l'origine septentrionale de l'Eventail de Bagnes, comme le concevaient F. HERMANN et C. E. WEGMANN, est donc invraisemblable. Il montre encore que sur la rive droite de la Dixence, les couches montent en direction du N, tandis que sur la rive gauche, elles montent en direction du S. Il explique ce brusque changement de direction par une forte torsion due à la nappe de la Dent-Blanche (VI). Il reprend l'idée d'E. ARGAND, qui pense que l'Eventail de Bagnes disparaît en direction de l'E par montée axiale dans la région de l'Artseno.

§ 4. Tectonique entre la plaine du Rhône et la Crête de Tion

Qu'en est-il dans notre région?

Les profils que nous avons donnés englobent une partie du synclinal des Chèques et quelques plis frontaux. Tous ces replis sont de faux anticlinaux et de faux synclinaux pour E. ARGAND [11] et C. E. WEGMANN [144, 145].

§ 5. Synclinal des Chèques

Prenons d'abord le synclinal des Chèques et considérons les cartes tectoniques générales dessinées par E. ARGAND [156], R. STAUB [162], F. HERMANN [159]. On y voit la masse mésozoïque de ce synclinal partir de la région d'Evolène en direction du NW, s'infléchir vers l'WSW, et se terminer dans la région du Val de Bagnes. Cette masse de Mésozoïque

forme dans le Val de Bagnes le synclinal de Lourtier-Liddes (E. ARGAND [154], A. SZEPESSY [133]). E. ARGAND [155], dans un de ses profils tectoniques passant par le Val de Bagnes, ferme ce synclinal par le bas dans la région de la coupole de Boussine. Si A. SZEPESSY a changé quelque peu l'interprétation générale d'ARGAND, il n'en conclut pas moins que le synclinal de Liddes-Lourtier est un synclinal véritable se fermant par en bas, mais plus en avant. Dans la région du Mont-Gond, J.-J. CALAME (communication orale) a pu observer le même phénomène. De nouveau ici nous avons affaire à un véritable synclinal.

En revanche, C. E. WEGMANN [145] dans le profil général qu'il a donné de la nappe du St-Bernard dessine le synclinal des Chèques avec la digitation de schistes lustrés, le ferme par en haut et l'ouvre par le bas de telle sorte qu'il va rejoindre la zone du Combin dans la région d'Evolène.

Ainsi, le même synclinal est normal dans le Val de Bagnes et renversé dans le Val d'Hérens! C. E. WEGMANN, dans ses profils, semble avoir projeté directement sur un plan vertical transversal les observations géologiques qu'il a faites dans le Val d'Hérens sans tenir suffisamment compte des variations axiales.

Comparons maintenant nos observations personnelles à ces différentes conceptions (E. ARGAND, F. HERMANN, E. WITZIG, C. E. WEGMANN, etc.). Prenons par exemple la digitation de schistes lustrés du synclinal des Chèques (fig. 1, carte géologique Pl. II et profils Pl. III). Cette digitation est en contact avec le Trias dans le Val d'Hérens, puis en est séparée par une intercalation de „schistes de Casanna supérieurs“, dans la région des Chèques même. Suivons-la jusqu'à sa terminaison, c'est-à-dire au col qui sépare le Montset (2622 m) du Greppon Blanc (2713,1 m). Là, depuis le col, en direction du Montset, on peut observer quatre indentations de schistes lustrés dans les „schistes de Casanna supérieurs“ (Permien p. parte). Comme le montre la photo (fig. 22) prise depuis le S, et qui ne met en évidence que deux d'entre elles, les schistes lustrés forment des petits synclinaux se fermant en bas et non par le haut dans les „schistes de Casanna supérieurs“. Ce sont donc de véritables synclinaux représentant le fond de la digitation de schistes lustrés des Chèques. Ce pli est donc normal et non renversé, comme le prétend C. E. WEGMANN. Cette observation concorde bien avec celle faite par J.-J. CALAME dans la région du Mont-Gond au S de la Dent de Nendaz.

Mais comment faut-il alors interpréter ce genre de pli qui vient de la zone d'Evolène et qui se ferme normalement plus à l'W? Simplement par un relèvement brusque de l'axe des plis penniques vers

l'W. Il faut admettre que la masse frontale de l'éventail de Bagnes, dans notre région, a été soulevée, tandis que sur la rive droite du Val d'Hérens elle est restée „relativement“ en place. Ce relèvement axial se fait de l'E vers l'W. Ainsi la masse des schistes lustrés du Montset, loin de se fermer par un faux synclinal, monte axialement et passe par-dessus le Greppon Blanc et ses environs, pour disparaître en l'air vers l'W.

Le même raisonnement s'applique à la partie triasique du synclinal des Chèques; mais dans ce cas, on observe encore bien le fond de ce synclinal dans la région du Mont-Gond.

Nous venons de dire que le synclinal des Chèques et sa digitation de schistes lustrés étaient des synclinaux. Nous pensons toutefois que le synclinal des Chèques (partie triasique) se combine encore avec un plan de glissement. En effet, il suffit de regarder les profils 5, 6, 7 (Pl. III) pour s'en rendre compte. Tandis que les „schistes de Casanna“ du flanc N ont une orientation plus ou moins parallèle à la direction du synclinal lui-même, il n'en est pas de même dans le flanc S. Les formations qui le constituent, flexueuses au Mont Loéré, sont plus ou moins fortement rebroussées en direction du S, et presque verticales à leur base, pour reprendre une position concordante dans la région d'Artseno.

Par la disposition même des formations des „schistes de Casanna supérieurs“ (voir profils Pl. III), il se pourrait que nous ayons au S du synclinal des Chèques une sorte d'anticlinal sectionné à sa base et dont le noyau serait représenté par des gneiss chlorito-séricitiques du Mondra, tandis que ses flancs seraient en schistes séricitiques et grès de divers types, le tout reposant presque verticalement sur le Trias. Sur le flanc N, au contact du Trias, on observe encore une zone d'écrasement de quelques mètres. Par exemple sur le chemin menant à l'Alpe d'Essertse des roches prasinitiques passant progressivement à des schistes phylliteux par écrasement simulent des „schistes de Casanna supérieurs“. Là, ces formations sont recouvertes par une roche très feuilletée, blanc verdâtre, que l'on doit assimiler à des schistes séricitiques gréseux, et non à des quartzites du Trias comme l'a fait C. E. WEGMANN.

Cette zone d'écrasement est une observation en faveur de l'hypothèse d'un synclinal doublé d'un plan de chevauchement.

Il nous semble donc que le flanc S a en quelque sorte chevauché le flanc N, provoquant une accumulation du Trias dans la région du Mont Rouge-Mont Carré, étirant et réduisant considérablement le Trias dans la région d'Artseno, et écrasant la partie supérieure des „schistes de Casanna inférieurs“ sous-jacents.

§ 6. Faux anticlinaux, faux synclinaux ?

Il n'existe pas de faux anticlinaux et faux synclinaux dans la partie méridionale de l'éventail de Bagnes et nous approuvons pleinement l'interprétation de E. WITZIG concernant le prolongement en profondeur de ce que C. E. WEGMANN avait considéré comme un faux anticlinal. Nous ne pensons pas que l'éventail de Bagnes monte axialement vers l'E, comme le pensent E. ARGAND et E. WITZIG. En fait, le rebroussement de l'éventail de Bagnes existe bien au S, mais plus en arrière, dans la région de la Rosablanc, comme E. WITZIG l'a dessiné sur ses profils. De plus, dans la partie méridionale de cet élément, on s'aperçoit que les replis sont normaux et non renversés, à condition que l'on tienne bien compte du relèvement brusque des axes des plis en direction de l'W. Cet accident tectonique doit être le même que celui qui a provoqué la torsion des couches dans le Val des Dix [152] et qui se répercute encore plus en avant dans la partie septentrionale de l'éventail, comme nous allons le voir. A l'instar de E. WITZIG, nous ne sommes pas d'accord avec la théorie de ROESLI, qui veut faire de l'éventail de Bagnes quelque chose de flottant.

E. ARGAND, F. HERMANN, C. E. WEGMANN, R. STAUB voient dans la région du front pennique de faux anticlinaux et faux synclinaux dus au freinage par les massifs-obstacles du Mt-Blanc et des Aiguilles Rouges placés plus au N.

Regardons maintenant le stéréogramme de notre région, dessiné de Lens par E. ARGAND [12]. Disons tout de suite qu'il y a de nombreuses imprécisions, surtout dans la répartition des faciès du Trias. Ainsi il a pris pour une lame de Trias qu'il place dans le Carbonifère une grosse masse éboulée près de Maurifer et exploitée en carrière. La masse bombée de calcaires de Nax, qui serait la charnière d'un faux anticlinal, — charnière qui disparaît à Vex où elle est remplacée par une grande faille, — n'est en fait qu'un rempli dans les calcaires des Pontis. De plus, dans la région de Vex, il signale des „implications“ (sic) [12] de calcaires et de quartzites qui n'existent pas puisque ce sont des failles qui passent par là.

Existe-t-il de faux anticlinaux et faux synclinaux dans la région frontale pennique ? Nous ne pouvons en apporter de preuve certaine, mais disons que R. JÄCKLI [77], plus à l'E, n'admet pas cette interprétation, et qu'il considère tous ces plis comme normaux. Personnellement, nous pensons qu'il en est bien ainsi pour des raisons d'analogie, puisque c'est le style tectonique que nous venons de décrire dans la partie méridionale de l'éventail de Bagnes. Du reste, nous n'inventons rien de nouveau. En effet

H. GERLACH [56] déjà, dans un profil passant par le Val d'Hérens, fait du synclinal de la Borgne un pli normal, couché.

§ 7. Fenêtre d'Euseigne. Synclinal de la Borgne

C'est en 1869 que H. GERLACH découvrait à la confluence de la Borgne et de la Dixence une fenêtre tectonique où ressortaient calcaires, gypses et cargneules, formations qui disparaissent plus en aval sous les quartzites du flanc renversé du synclinal de la Borgne. De son côté, C. E. WEGMANN [144] montre que cette fenêtre est en réalité une demi-fenêtre, puisqu'on peut voir de part et d'autre de la Borgne une série de petits affleurements de cargneules qui se suivent depuis l'aval en direction de l'amont, pour rejoindre les éléments calcaires et gypseux de la fenêtre d'Euseigne. Nous avons remonté le ruisseau partant du glissement de terrain situé au N d'Hérémence. Dans son lit affleurent, sans discontinuité, des quartzites de 250 mètres d'épaisseur. Nulle part nous n'avons remarqué une surface permettant de les subdiviser comme C. E. WEGMANN l'a fait sur son profil. Cette observation confirme une fois de plus ce que H. GERLACH avait observé bien avant nous. Si, comme E. ARGAND [4, 9], nous associons les quartzites du Trias au Cristallin, il existe bien une „fenêtre d'Euseigne“.

Restons dans la Borgne. Le seul profil général passant par la Borgne a été publié dans le guide des P. T. T. [128]. Il est le produit de la compilation des profils dessinés par une série d'auteurs (E. ARGAND, C. E. WEGMANN, M. LUGEON, P. CHRIST) et reconstruit par W. LEUPOLD. L'interprétation tectonique du Trias de la Borgne, bien que concordant dans l'ensemble avec nos observations, en diffère par certains points. Nous avons relevé dix failles (voir profils Pl. III), soit verticales, soit obliques normales, plongeant vers de S. Les huit premières (*a* à *h*) ont des rejets variables, pouvant atteindre 240 m (faille *d*, photo fig. 21), et c'est toujours le compartiment N qui est soulevé. Si l'on additionne ces rejets, on arrive à un total de 500 m. environ. Mais ces rejets sont compensés vers l'amont par une remontée des couches en direction du S et par les deux dernières failles (*i*, *j*) dont le compartiment S est cette fois soulevé.

Le profil des P. T. T. figure dans la région de Vex un fort repli, qui avait été dessiné en premier par K. DREHER et publié dans l'ouvrage de P. CHRIST [32]. En fait, ce pli n'existe pas, c'est une grande faille (faille *d*). En effet, sous Erbio, sur la rive droite de la Borgne, on peut voir nettement des quartzites plus ou moins horizontaux affleurer et venir buter contre des calcaires. On voit même un miroir de faille avec stries verti-

cales. Remarquons que tous les miroirs de faille n'ont pas des stries verticales; par exemple les stries de la faille *c* plongent de 60 à 70 degrés vers l'E, sur un miroir de faille vertical, ce qui indique un décrochement oblique. Notons encore que la rigidité des différentes formations a joué un rôle important, puisque certaines failles ne sont visibles que dans les quartzites et ne se poursuivent ni dans les calcaires ni dans le Permo-Carbonifère (failles *f*, *i*, *j*).

§ 8. La tectonique des „schistes de Casanna“ et du Permo-Carbonifère

Avançons maintenant plus au N et considérons la masse des „schistes de Casanna inférieurs“ avec leur liséré discontinu de schistes „supérieurs“. A la suite de C. E. WEGMANN, nous avons remarqué une sorte de pli frontal. Les couches montent tranquillement vers le N, puis se rebroussent fortement à la Crête de Tion, où les arkoses sont en contact tectonique avec les „schistes de Casanna“ et plongent avec eux vers le N. Nous n'avons remarqué ni les indentations d'arkoses ni les filons d'aplite et de prasinite que C. E. WEGMANN a observés. Nous pensons seulement que les arkoses (anciens „orthogneiss“ de Tion) sont au S en contact mécanique concordant, tandis que leur contact avec le Permo-Carbonifère est presque à angle droit (photo, fig. 13 et profils Pl. III). En nous basant sur cette observation, nous pensons que les „schistes de Casanna inférieurs“ et les arkoses de Tion forment un élément tectonique qui a en quelque sorte chevauché la masse permo-carbonifère. Cette vue est confirmée par la présence, près de la cabane inférieure (C₂), sise sur la Crête de Tion, d'une forte zone broyée d'un mètre de puissance environ, où les roches sont méconnaissables. On observe le même phénomène au contact S, mais d'une façon moins intense.

De plus, s'il n'y avait pas eu de chevauchement, le contact entre „schistes de Casanna“ et Permo-Carbonifère (par exemple à l'W de Riau) n'aurait pas été aussi net et nous aurions autant de difficulté à suivre la limite „schistes de Casanna“ et Permo-Carbonifère que nous en avons eu pour celle entre „schistes de Casanna supérieurs“ et „inférieurs“ dans la région du synclinal des Chèques, limite qui en réalité est un passage se faisant parfois sur une quarantaine de mètres en verticale. Si le contact „schistes de Casanna“ et Permo-Carbonifère n'avait pas été un contact mécanique, on aurait eu une sorte d'albitisation des formations permo-carbonifères. Mais il n'en est rien. A l'W de Riau, les grès arko-

siques sont en contact presque direct avec des „schistes de Casanna“ à porphyroblastes d'albite.

Plus au N, le Permo-Carbonifère présente une tectonique assez compliquée. Avant d'en faire la description, disons que le manque d'affleurements et surtout un fauchage intense rendent notre interprétation tectonique hypothétique.

Dans la région d'Hérémente et de Vex, les formations permo-carbonifères sont plus ou moins horizontales ou ondulent faiblement, tandis que dans la région allant de la Trabonta jusqu'aux Mayens elles semblent dessiner des replis. A la Trabonta, nous les voyons monter vers le N puis se replier pour devenir presque verticales à partir de Couca Bas jusqu'aux Mayens de Sion. Malgré la fauchage des couches, on peut en suivant la conduite forcée de la Dixence se faire cependant une idée de leur allure générale. A Couca Bas, la position des grès de Tion, verticaux, qui semblent reposer sur des formations phylliteuses plus ou moins horizontales, nous incite à faire passer un plan de chevauchement à la base de ces grès.

Nous croyons avoir retrouvé ce plan de chevauchement dans la région de Fini. En effet, près de la route, nous avons des grès conglomératiques verts de Tion presque verticaux reposant sur des formations à faciès Verrucano typique, plongeant faiblement vers le S. Mais ailleurs, la limite que nous avons tracée sur la carte tectonique n'est basée que sur des différences de faciès. Cette masse chevauchante de Permo-Carbonifère reposant sur du Permo-Carbonifère subhorizontal a été plissée par le même effort qui a provoqué le relèvement axial vers l'W.

Notons encore que la direction de l'élément „schistes de Casanna“ au S est proche du NNE, tandis que celle des arkoses de Tion et du Permo-Carbonifère chevauchant est sensiblement EW. Tout se passe comme s'il y avait plus à l'W un point de rotation autour duquel auraient pivoté en direction du N les „schistes de Casanna inférieurs“, entraînant le Permo-Carbonifère plissé. De plus, il semble que la tectonique du Permo-Carbonifère se complique considérablement plus à l'E. Selon JÄCKLI [77] la masse permo-carbonifère est subdivisée par de véritables quartzites triasiques.

Comme nous l'avons fait remarquer lorsque nous avons parlé de la tectonique de la région de Chandoline, il existe là une flexure. Cet accident tectonique ne s'est pas localisé uniquement dans les formations carbonifères mais il atteint encore le Trias „bordier“ et le Permo-Carbonifère. Au sud de Chadelo, entre le bisse de Salins et celui de Vex, les phyllites grises satinées et les phyllites noires viennent buter

contre du Verrucano. Cette faille-flexure se trouve aussi sur l'alignement d'une masse de gypse de 200 m. environ de puissance apparente, dans laquelle on trouve des calcaires triasiques. Il pourrait bien y avoir une relation entre cette faille et ce gypse, en ce sens que ce dernier aurait profité de cette discontinuité pour fluer.

§ 9. La tectonique du Trias „médian“

Nous ne reviendrons pas sur la tectonique du Carbonifère, caractérisée par des flexures dans la région de Bramois, Maragnénaz et par une série d'écaillés mises en évidence dans les profils miniers, mais nous allons dire quelques mots concernant le Trias „médian“ et évoquer les raisons qui nous ont poussé à considérer les affleurements que l'on trouve entre le „train supérieur“ et le „train moyen“ comme l'équivalent des affleurements de la ville de Sion. Ce sont uniquement des questions de faciès. M. LUGEON [85, 87, 161] a donné un profil détaillé des collines de Sion où l'on voit, du S au N, des calcaires avec argilites¹⁾, des quartzites (Valère), du Carbonifère formant une dépression, puis des schistes lustrés (Tourbillon). Quartzites et Carbonifère sont indiqués comme chevauchant les schistes lustrés. C'est en fait, des calcaires au Carbonifère, une série normale.

Prenons maintenant la succession stratigraphique dans la région de Bramois. (flanc normal du synclinal de la Borgne voir Pl. III.) Nous avons: des calcaires, des argilites, des quartzites (Trias „bordier“) et du Carbonifère („train supérieur“); c'est aussi une série normale. Suivons latéralement le Trias „bordier“ depuis Bramois en direction de Veysonnaz et le Trias de Sion depuis cette ville vers le Rhône (N de Veysonnaz). Nous avons près du Rhône du gypse qui appartient au Trias „médian“ et au-dessus, dans le Trias „bordier“, des gypses en abondance, avec encore un peu de calcaires mais plus de quartzites.

Ainsi, lorsqu'on suit le Trias „bordier“ de l'E à l'W, on voit disparaître progressivement les quartzites et les calcaires pour n'avoir plus que des gypses (ou presque) dans la région de Veysonnaz. De Sion, en direction du gypse appartenant au Trias „médian“ près du Rhône (N de Veysonnaz), on voit le même phénomène, c'est-à-dire disparition vers l'W des calcaires et des quartzites. Nous croyons voir ici un argument stratigraphique nous permettant de relier en un seul élément tectonique les roches triasiques de Sion et celles du Trias „médian“ plus à l'W, et ne

¹⁾ Un profil dessiné par H. JÄCKLI nous a permis de compléter cette coupe.

pas en faire deux éléments comme le représente le profil des P. T. T. [128]. De plus, ces deux séries triasiques qui varient latéralement dans les mêmes conditions font partie de deux séries normales (comprénant du Carbonifère et du Trias), superposées comme deux écailles, dont la plus septentrionale chevauche la zone de Sion.

§ 10. Considérations générales sur la tectonique

Si l'éventail de Bagnes existe, ce n'est en tout cas pas comme l'ont dessiné C. E. WEGMANN et ceux qui ont repris ces profils plus tard (fig. 24). Dans la région du Greppon Blanc et même plus en arrière, il existe un relèvement axial des plis en direction de l'W; toute la masse semble s'être soulevée sur la rive gauche de la Borgne et en même temps poussée vers le N, provoquant une sorte de chevauchement dans le synclinal triasique des Chèques et un véritable chevauchement des „schistes de Casanna inférieurs“ avec les arkoses de Tion sur le Permo-Carbonifère. Ce dernier mouvement a poussé devant lui une masse de Permo-Carbonifère plissée, qui chevauche à son tour du Permo-Carbonifère resté plus ou moins horizontal. Plus en avant, nous avons deux séries normales dont une contient le Carbonifère de Chandoline-Bramois (train „supérieur“, avec le flanc normal de Trias „bordier“), et l'autre, très réduite en surface, mais se développant en profondeur, le Carbonifère de la zone d'Isérables (train „moyen“, avec le Trias „médian“). Toute cette masse frontale chevauche sur les schistes lustrés de la zone de Sion, qui est elle-même séparée des nappes ultra-helvétiques par le grand chevauchement pennique.

Nous avons donc une série d'écailles et de plans de chevauchement. G. BONNARD [25] confirme cette manière de voir dans une série d'itinéraires qu'il a relevés plus à l'E dans la région de Granges, zone des schistes lustrés.

Quel est le sens de la poussée qui a provoqué tous ces accidents? Jusqu'à maintenant, on considérait cette poussée comme venant du SE-NW. Mais si l'on s'en tient à l'hypothèse formulée dernièrement par M. GIGNOUX [59] qui considère la zone des racines (zone de Sion-Val Ferret) comme une région de succion, les mouvements relatifs sont à inverser.

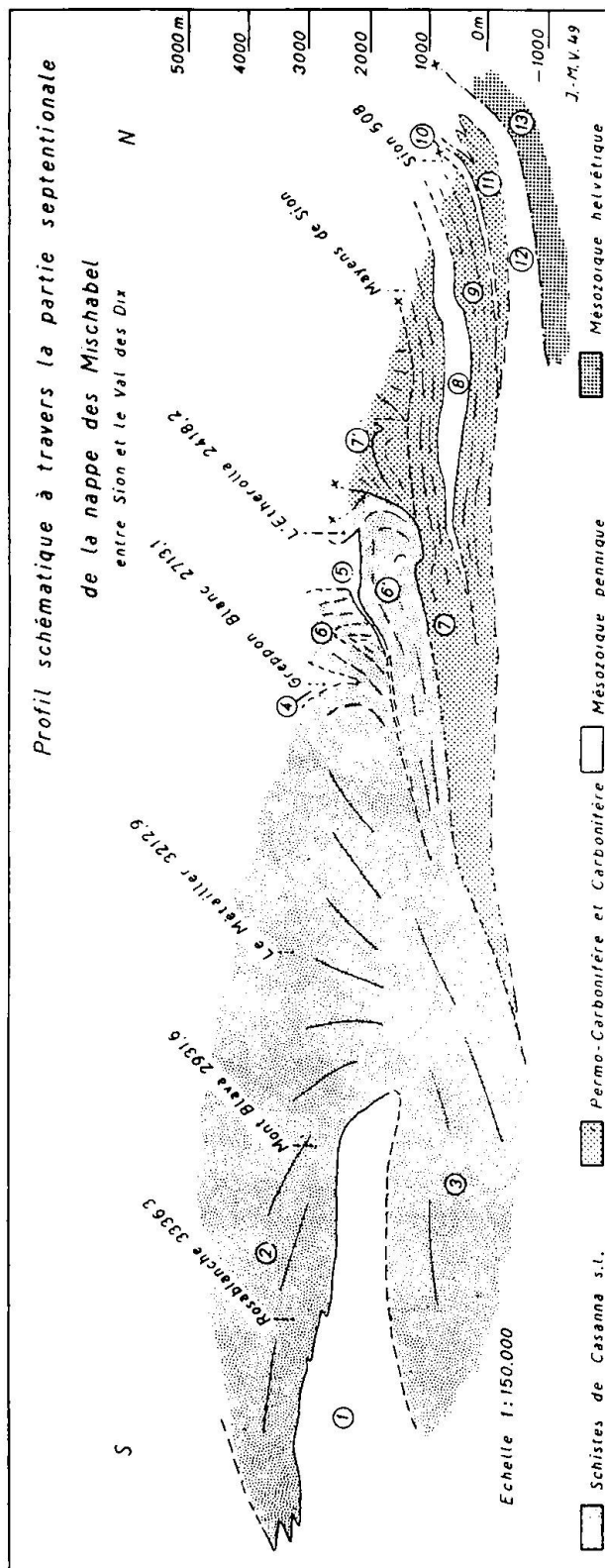


Fig. 24.

1. Zone mésozoïque du Combin.
2. Eventail de Bagnes, partie méridionale (selon Wirzig E.).
3. Fenêtre du Val des Dix et prolongation de la nappe en profondeur.
4. „Digitation“ de schistes lustrés du synclinal des Chèques.
5. Synclinal triasique des Chèques
6. „Anticlinal“ cassé du Mondra (?).
- 6'. Flanc N du synclinal des Chèques chevauchant en partie le Permo-Carbonifère.
7. Permo-Carbonifère, flanc renversé du synclinal de la Borgne.
- 7'. Permo-Carbonifère plissé et entraîné par l'élément 6'.
8. Synclinal mésozoïque de la Borgne (Trias).
9. Carbonifère productif, zone de Bramois-Chandoline („train“ supérieur).
10. Trias médian.
11. Carbonifère productif d'Apro-Isérables („train“ moyen).
12. Zone mésozoïque de Sion.
13. Racines des nappes ultrahelvétiques (Helvétique en général).

§ 11. Schistosité et stratification

Lorsque d'anciennes formations plissées sont reprises dans de nouveaux plissements, il est parfois malaisé de définir quelles étaient les anciennes structures tectoniques, et surtout de savoir si les plongements que l'on mesure coïncident avec les plans de stratification. C'est un problème si complexe que nous ne ferons que l'effleurer.

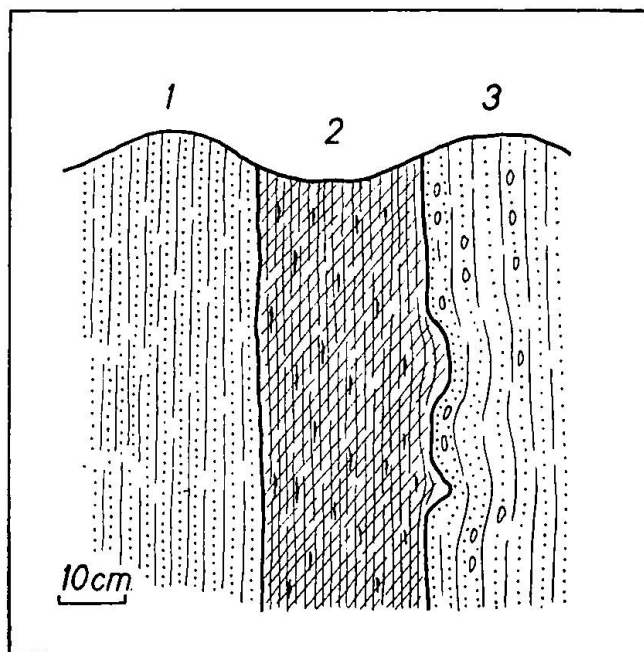


Fig. 25. Exemple de schistosité et de stratification discordante, à 45° environ.

1. Grès schisteux grossiers. 2. Phyllites „vermiculées“ grises.

3. Grès conglomératiques.

Pour le Carbonifère nous avons fait mention [102, 103] d'un travail précédemment exécuté sur cette formation, et nous sommes arrivé à la conclusion que stratification et schistosité concordaient dans leur ensemble, tandis que dans le détail des effets de plissements dysharmoniques simulaient des discordances entre la stratification et la schistosité. Dans certains grès carbonifères situés près de La Crêta, on observe de la „schistosité entrecroisée“, caractérisée par deux plans de schistosité se recoupant.

Qu'en est-il du Permo-Carbonifère? Dans l'ensemble, il nous a paru que les directions des faciès concordaient réellement avec celles de la schistosité. Mais dans le détail on peut trouver des exceptions dont la fig. 25 nous donne un exemple. Entre les masses relativement rigides

des grès schisteux grossiers (1) et des grès conglomératiques compacts (2) nous avons une phyllite grise „vermiculée“, plus plastique et de faible épaisseur. Ces vermicules et les zones de variations de sédimentation ont une orientation parallèle au contact des trois éléments stratigraphiques. On peut alors observer nettement une schistosité qui coupe la stratification de la phyllite à 45^0 environ.

On observe aussi des cas de „schistosité entrecroisée“ dans les grès de Tion.

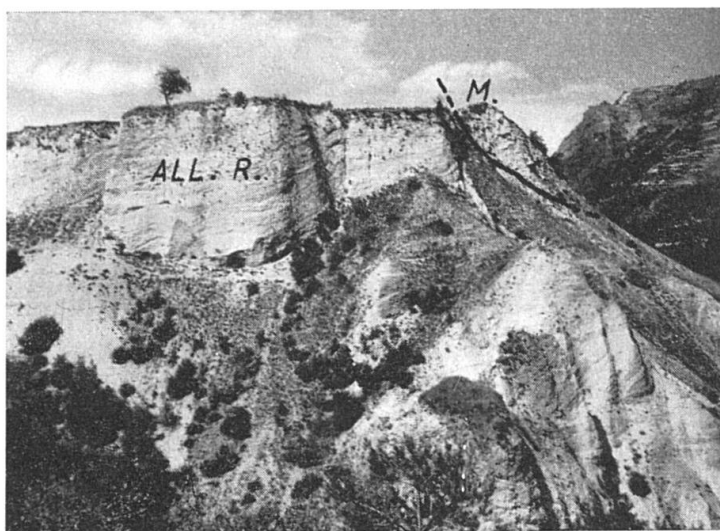


Fig. 26. Replat du Château de Vex vu du S. Alluvions de remplissage latéral à stratification entrecroisée, avec placage de moraine à gros blocs plus ou moins cimentés, dont la partie latérale constitue un cordon morainique (M).

Dans les „schistes de Casanna inférieurs“, il est particulièrement difficile de faire des observations de cet ordre. Cependant en se servant des contacts, par exemple entre les gneiss „aplitiques“ et les roches encaissantes, ou encore entre les roches vertes et les gneiss, on peut aussi dire, qu'en règle générale, schistosité et stratification concordent. Il y a évidemment des exceptions, telles celles des fig. 10 et 11 où des gneiss à clinozoïsité plissotés sont recoupés dans leur ensemble par la schistosité. Parfois aussi la schistosité est développée à angle droit avec la variation du faciès.

§ 12. Cassures

Nulle part nous n'avons fait mention de l'existence d'un réseau de cassures. Le réseau le mieux développé est constitué par une série de cassures plus ou moins verticales qui atteignent toutes les formations, sans

distinction d'âge. En étudiant systématiquement leurs directions, on constate que celles-ci oscillent :

- a) entre NS et N 30° W (exceptionnellement) dans le secteur Grep-pon Blanc-Tion,
- b) autour de N 40° W dans le secteur d'Hérémence,
- c) entre N 60° W et N 80° W dans le secteur frontal, principalement dans le Carbonifère.

On remarque donc que du S au N les cassures plus ou moins verticales tendent à avoir une direction se rapprochant de plus en plus de l'W. Il se peut que nous ayons ici affaire à un effet de torsion tardif, postérieur au plissement alpin.

Troisième partie

QUATERNAIRE, FORMATIONS RECENTES ET MORPHOLOGIE

§ 1. Quaternaire

Durant nos relevés sur le terrain, nous nous sommes efforcé d'établir la limite de ce que nous appellerons la moraine locale, constituée par du matériel transporté à faible distance, et la moraine générale dont les éléments viennent de plus loin. Le matériel de cette dernière moraine peut aussi bien provenir du Val des Dix et du Val d'Hérens que de la Vallée du Rhône.

Dans la région située à l'E de l'Alpe d'Essertse, nous avons fait passer la limite entre les deux moraines autour de 2000 m. en nous basant sur la présence des blocs de prasinites provenant du S (voir Pl. II).

A l'Alpe de Tion, nous avons pu fixer cette limite autour de 2000 m. en considérant spécialement les blocs de schistes lustrés. Entre l'Alpe d'Essertse et celle de Tion, la distinction devient difficile, car nous avons ici un mélange d'éboulis et de moraine. On peut en déduire que le glacier de la Dixence atteignait en tous cas l'altitude de 2000 m.

A titre de comparaison, notons [127] que, dans les Grisons, des stries glaciaires ont été observées à 2600 m. d'altitude.

La recherche des vallums morainiques dans l'Alpe d'Essertse nous a permis de mettre en évidence d'une part la présence d'un glacier local descendant des pointes d'Essertse où l'on observe un cirque glaciaire

entre le Montset et le Mondra, et d'autre part un autre glacier plus important, descendant aussi des pointes d'Essertse, mais passant cette fois entre le Mondra et le Mont Loéré, et ne rejoignant l'autre glacier que plus à l'E. Le glacier N a laissé une série de cordons morainiques montrant qu'il avait une position identique à ceux du Métailler et des Louérettes, glacier actuellement longitudinaux (parallèles à la crête). Ces deux glaciers sont descendus plus bas que la limite du glacier général, après le retrait de celui-ci. C'est le phénomène bien connu de la récurrence qui est la cause de cette avance.

Il devait encore y avoir sur le flanc E de la Crête de Tion un petit glacier parallèle à l'arête, qui a laissé une moraine latérale,

La présence de moraine locale et de cordons morainique dans la région du Mondra a permis l'établissement de petits lacs et de marais où se forme parfois de la tourbe.

Mais la plus belle série de vallums morainiques est celle qui borde la partie E de l'Alpe de Tion, à la Mura, où la direction de ces cordons est sensiblement NS, tournant progressivement plus au N, et atteint finalement la direction EW, tout en descendant. Nous voyons ici un effet de l'influence du glacier du Rhône, qui a repoussé contre le montagne le glacier du Val d'Hérens. Plus on se dirige vers la plaine, plus ces cordons perdent de leur importance. Le dernier que l'on puisse nettement définir est situé au S de Salins.

Le matériel morainique rhodanien commence à apparaître autour de 1700 m. d'altitude.

La présence d'une forte concentration de blocs erratiques groupés en amas au S des Prasses nous fait penser à un stade de retrait du glacier d'Hérens dans cette région.

Les replats morainiques les mieux marqués et qui ne font aucun doute (les seuls que nous ayons indiqués sur notre carte géologique, Pl. II) sont ceux situés au S et à l'E de Riau, montrant que le fond du glacier de la Dixence atteignait 1450 m. dans cette région.

Dans la Borgne les plus beaux replats sont: sur la rive gauche: les replats d'Euseigne (900 m.), Fan (1000 m.) et Vex-Le Villard (750 m.); sur la rive droite: ceux de Tsampé (950 m.), Ossona (880 m.), Sevanna (950 m.) et Erbio (750 m.).

Dans la région d'Euseigne nous avons un formidable développement de moraine de fond entre la confluence Borgne-Dixence et le replat d'Euseigne. C'est une moraine de fond typique, à gros blocs qui ont déterminé la formation des pyramides d'Euseigne. On remarque généralement une moraine argileuse grisâtre à la base, recouverte par une

moraine plus graveleuse brunâtre et parfois sableuse, que l'on peut considérer comme de la moraine de retrait. On retrouve de cette moraine argileuse dans la région de Riau sur la route cantonale d'Hérémenche.

Plus au N, le matériel glaciaire devient par places de plus en plus graveleux, si bien qu'il peut passer à un véritable fluvio-glaciaire.

Dans la région du Château de Vex, W. STAUB [128], signale dans le guide des Postes, la présence d'un delta résultant de l'accumulation de matériel dans un lac barré plus en aval par le glacier du Rhône. En regardant de plus près ces graviers et ces sables, on observe, comme le montre la phot. fig. 26, une stratification entrecroisée. La limite supérieure de ces graviers et sables est un replat (supérieur à celui de Vex-Le Villard), à l'extrémité duquel (vers l'E) on peut remarquer du matériel très grossier, plus ou moins consolidé et formant nettement un cordon morainique (M). Ce cordon, une sorte de placage de moraine latérale, se continue même plus au N à l'E de Le Villard. Nous pensons qu'il ne s'agit pas d'un delta mais de matériel morainique de remplissage latéral, comme on le voit sur la rive gauche du glacier actuel de Zmutt (région de Zermatt). Là, un puissant vallum latéral retient une rivière qui longe le cordon morainique et il accumule, entre la moraine latérale et la roche en place, une forte quantité d'alluvions. Il a pu en être de même à Vex. Le cordon morainique du Château est le vestige de la dernière avancée du glacier d'Hérens.

Dans la partie septentrionale de notre terrain, face à la plaine du Rhône, la moraine, en grande partie argileuse avec de gros blocs, peut être aussi fortement graveleuse, comme dans la région située à l'E de la Crête. On rencontre, dans des proportions plus ou moins importantes, des sablons jaunes fortement carbonatés, ressemblant à du loess et contenant des lits de débris, généralement roulés. Ces sablons ont un fort développement autour de Maurifer et plus spécialement juste au-dessus de la plaine du Rhône, au NW de la Courta. Ces sablons, ainsi que les graviers, sont le produit du lessivage superficiel de la moraine.

La moraine de fond argileuse est généralement la cause de grands glissements de terrains qui s'accroissent si la roche qui la soutient est écrasée, comme c'est le cas pour le glissement de terrain situé à l'W de Riva de part et d'autre de la route cantonale Vex-Euseigne. La route est descendue de plus de 20 mètres en quelques années. Dans la partie frontale, ce sont les glissements de terrain de Salins (E) et de Veysonnaz qui affectent d'une part la route Salins-Les Mayens de Sion, et de l'autre la route Sion-Nendaz.

§ 2. Formations récentes

Comme formations récentes, nous pouvons signaler l'éboulement de Maurifer (pris par E. ARGAND [14] pour une lame de Trias), qui, à notre avis, n'est pas antéglaciaire, mais postglaciaire. Il est recouvert uniquement par les sablons mentionnés plus haut.

Citons encore, plus au S, les éboulements du Montset, qui viennent buter contre un cordon morainique latéral, et ceux des Pointes d'Es-sertse, du Mont Loéré et du Mondra, qui forment à leur base des bour-relets d'éboulis parfois importants.

Comme éboulis secs bien développés, signalons ceux qui descendent en direction de la Dixence.

Notons un placage de gravier non consolidé juste à l'E du point 684 (E de Sutor). Ces graviers sont stratifiés et forment une sorte de côte de déjection suspendu.

Quant aux cônes d'alluvions, le plus important est celui de Bramois formé par la Borgne qui repousse au N le Rhône. Celui de Chandoline est le plus représentatif d'une série de sept cônes qui jalonnent le pied de la pente montagneuse, mais qui actuellement ne sont plus alimentés.

Signalons encore que nous avons trouvé des brèches de pente vacuolaires et des graviers cimentés donnant des conglomérats qui n'ont aucun rapport avec la série stratigraphique en place. Dans les régions triasiques comme dans la Borgne et spécialement sous le Trias bordier entre Salins, Misérier et la plaine du Rhône, les tufs sont très abondants et simulent parfois des cargneules.

§ 3. Morphologie

Nous avons essayé d'étendre au Val d'Hérens les conclusions de A. STEINER [129] concernant les banquettes glaciaires dans le Val de Bagnes. Nous avons trouvé 3 banquettes principales sur le versant E de la Crête, entre le Greppon et Tion: 1. replat de Tion, 2. replat d'Hérémente, 3. replat morainique de Vex.

Dans la partie frontale, où se trouvait le glacier du Rhône, nous n'avons pas observé de formes nous permettant de dire avec certitude qu'il existe un replat quelconque. Comme la fait justement remarquer E. K. GERBER [53], toute une série de replats coïncidant avec des roches plus tendres doivent être éliminés. Cet auteur pense qu'il n'y a eu qu'une seule et même glaciation dans la plaine du Rhône, et que les banquettes qui ont été données comme telles ne sont que le résultat d'une érosion

dite glaciaire. Il n'en est pas de même pour les banquettes façonnées par les glaciers latéraux, qui, eux, peuvent se retirer ou avancer indépendamment de celui du Rhône, trop puissant pour disparaître au moment où les glaciers latéraux le faisaient. Les banquettes des vallées latérales sont bien le résultat d'avances ou de retraits glaciaires. E. K. GERBER a encore mis en évidence une figure d'érosion importante, celle du col situé entre Vex et Ypresse et les Crêtes (1802,9 m.). Dans toute la région, les calcaires sont plus ou moins moutonnés et montrent un poli glaciaire rarement strié. Pour lui, ce col n'est autre que la résultat de l'érosion des calcaires triasiques par le fond du glacier d'Hérens comprimé dans cette région contre le flanc de la montagne par celui du Rhône.

Remarquons que la vallée suspendue de la Borgne est dyssymétrique à son embouchure. Sur la rive gauche, elle s'évase jusqu'à donner un fort replat, tandis que sur la rive droite, la pente est plus raide. Ce profil dyssymétrique est dû au fait que le glacier d'Hérens a été dévié en direction de l'W (rive gauche de la Borgne) par le glacier du Rhône, comme le prouve l'allure des vallums morainiques signalés plus haut. Le profil longitudinal de la Borgne est celui d'un torrent tendant à atteindre son profil d'équilibre. Il entaille dans les quartzites des gorges étroites, tandis que dans les calcaires la vallée s'élargit.

CONCLUSIONS

Nous avons déjà exprimé au cours de notre exposé quelques conclusions à la fin de certains chapitres. Nous n'y reviendrons pas.

Disons seulement, en ce qui concerne la pétrographie des „schistes de Casanna“, que les conclusions retenues ne sont en fait que des hypothèses de travail, qui se vérifieront peut-être avec le temps.

Quant à l'interprétation tectonique que nous avons donnée en nous basant sur des observations nouvelles (E. WITZIG et R. JÄCKLI), elle diffère sensiblement de celles de nos prédécesseurs.

La tectonique de la partie frontale fut la plus difficile à déchiffrer, faute d'affleurements.

Il va de soi que nos conclusions tectoniques seront à revoir au fur et à mesure que d'autres travaux concernant les régions avoisinantes seront publiés, car, comme nous l'avons fait remarquer dans notre introduction, il ne nous était pas possible de donner une interprétation tectonique définitive à partir d'observations faites sur un territoire aussi petit que le nôtre.

Il reste encore beaucoup à faire en ce qui concerne le Quaternaire et la morphologie. Nous avons seulement effleuré le sujet.

Si notre travail, qui est une sorte de monographie, peut servir de base à une reprise de l'étude générale des nappes penniques, notre but sera atteint.

APPENDICE

Nous rassemblons ici les quelques analyses de roches qui ont été faites par Mlle INGA PARDOVA, Dr ès Sc.; les échantillons ont tous été récoltés sur notre territoire.

Les paramètres magmatiques ont été calculés selon les données de P. NIGGLI [27].

Pour comparer les résultats obtenus, nous renvoyons le lecteur aux ouvrages de P. NIGGLI, F. DE QUERVAIN et R. WINTERHALTER [93] et de F. DE QUERVAIN et C. FRIEDLAENDER [103].

D'autres analyses concernant les „schistes de Casanna“ et le Permo-Carbonifère ont déjà été publiées dans deux notes citées dans notre bibliographie [67, 97].

Analyses					Paramètres de NIGGLI				
	1	2	3	4		1	2	3	4
SiO ₂	47,18	62,29	75,12	78,48	si	122	254	443	760
Al ₂ O ₃	14,08	16,72	12,15	7,04	al	21,5	40	42,1	40,1
Fe ₂ O ₃	6,49	4,58	3,81	2,03	fm	53,5	35,5	20,4	19,6
FeO	5,24	2,98	0,11	0,07	c	14,5	7	1,9	0,2
MnO	0,15	0,09	0,03	0,08	alk	10,5	17,5	35,5	40,1
MgO	7,67	1,94	0,33	0,25	ti	2,5	2,5		
CaO	5,25	1,56	0,31	3,46	co ₂	10,5	2		
Na ₂ O	4,02	2,06	4,86	3,37	h ₂ O	77	40		
K ₂ O	0,39	3,54	2,04	1,39	k	0,06	0,53	0,22	0,21
TiO ₂	1,45	0,76	0,27	0,26	mg	0,55	0,33	0,14	0,19
H ₂ O ⁺	5,16	2,97	0,74	0,46					
H ₂ O ⁻	0,01	0,01			Q	28,5	50,8		
CO ₂	3,05	0,39	traces	2,70	L	37,8	30,7		
Total	100,14	99,89	99,77	99,59	M	33,7	18,5		
Analyste: INGA PARDOVA					π	0,34	0,17		
					γ	0,06	0		

Intégrations planimétriques					
	36	E 215	12	E 321'	E 467
Albite	0,2	36,3	—	9,8	28,3
Quartz	4,4	7,2	6,3	9	54,3
Séricite	—	—	70,1	74,1	10,4
Chlorite	89,8	44,5	15,6	2,3	—
Carbonate	0,1	5,5	0,4	—	—
Sphène, leucoxène	2,7	5,8	3,3	2,6	4,2
Rutile	2,7	—	—	—	—
Amphibole	—	0,8	—	—	—
Clinozoïsite	0,1	—	—	—	—
Minéraux opaques	—	—	4,4	2,3	—

1. Ovardite s. str. (Ech. n° 215).
2. Phyllite à porphyroblastes d'albite (Ech. n° 321').
3. Arkose de Tion (type „granitique“) (Ech. n° 0).
4. Grès arkosique d'Hérémence (Ech. n° 467).
5. Chloritite (36).
6. Phyllite chlorito-séricitique (12).

Bibliographie

1. ARGAND, E. Sur la tectonique de la zone d'Ivrée et de la zone du Struno. — C.R. Acad. des Sciences, 12 mars 1906.
2. — Contribution à l'histoire du géosynclinal piémontais. — C.R. Acad. des Sciences, 26 mars 1906.
3. — L'exploration géologique des Alpes Penniques centrales. — Bul. des Lab. de Géol., Géophys., Min. et Paléont. de l'Université de Lausanne. Bul. no. 14, 1909.
4. — Les nappes de recouvrement des Alpes Pennines et leur prolongements structuraux. — Beitr. geol. Karte der Schweiz, n. F., 31. Lief., 1911.
5. — Sur la répartition des roches vertes mésozoïques dans les Alpes Pennines avant la formation des grands plis couchés. — Proc.-Verb. Soc. Vaud. des Sc. Nat., 1 mars 1911.
6. — Sur les plissements en retour et les structures en éventail. — C.R. Soc. Vaud. des Sc. Nat., Arch. des Sc. Phys. et Nat., t. XXXII, p. 349—352, 1911.
7. — Sur la limite des deux séries cristallophylliennes compréhensives dans les Alpes occidentales. — C.R.S. Soc. Vaud. des Sc. Nat., Arch. des Sc. Phys. et Nat., t. XXXII, p. 358—360, 1911.
8. — Sur la tectonique de la grande zone houillère des Alpes occidentales. — Ecl. Geol. Helv., t. XI, p. 747, 1912.

9. — Sur l'arc des Alpes occidentales. — *Ecl. Geol. Helv.*, vol. 14, n° 1, 1916.
10. — La zone pennique. — *Guide géol. suisse*, Fasc. III, p. 149, 1934.
11. — Visp (Viège-Saxon). Excursion n° 26, Alpes Pennines. — *Guide géol. de la Suisse*, Fasc. VII, p. 466, 1934.
12. — Arolla et ses environs. Excursion 27. — *Guide géol. de la Suisse*, Fasc. VII, p. 471, 1934.
13. — Visp-Zermatt et Gornergrat. Excursion n° 28. — *Guide géol. de la Suisse*, Fasc. VII, p. 475, 1934.
14. BARTHOLMES, F. Contribution à l'étude des roches éruptives basiques dans le massif de la Dent Blanche. — *Bul. des Lab. de Géol., Géog., Phys., Min. et Paléont. de l'Université de Lausanne* n° 27, 1920.
15. BEARTH, P. Über den Zusammenhang von Monte Rosa und Bernhard-Decke. *Ecl. Geol. Helv.*, vol. 32, n° 1, 1939.
16. — Über spätalpine granitische Intrusionen in der Monte Rosa-Bernhard-Decke. — *Schw. Min. Petr. Mitt.*, vol. XXV, p. 1, 1945.
17. — Bemerkungen zur Arbeit von Fr. ROESLI: Zur Frage der Existenz unterostalpiner Elemente im Westalpenbogen. — *Ecl. Geol. Helv.*, vol. 39, n° 2, p. 211, 1946.
18. — Über Albitisierung im Altkristallin des Monte Rosa. — *Schw. Min. Petr. Mitt.*, Bd. XXVIII, Heft 1, p. 140, 1948.
19. — Bemerkungen zur Metamorphose und Granitbildung im Monte Rosa Gebiet. — *Bul. suisse de Min. et Pétr.*, vol. XXIX, Fasc. 1, p. 193, 1949.
20. BELLAIR, P. Pétrographie et tectonique des Massifs Centraux dauphinois I. Le Haut Massif. — *Mém. pour servir à l'explicat. de la carte géol. de France*, Paris, 1948.
21. BERNOULLI, W. Ammoniten im Bündnerschiefer von Termen bei Brig. — *Ecl. Geol. Helv.*, vol. 35, n° 2, p. 116, 1942.
22. BERTRAND, L. Etudes dans les Alpes françaises. Structures en éventail, massifs amygdaloïdes et métamorphismes. — *Bul. Soc. Géol. de France*, 3ème série, t. XXII, p. 69—162, 1894.
23. BOESCH, H. Geologie der zentralen Unterengadiner Dolomiten zwischen Ofenpasshöhe und V. Laschadura. — Zürich 1937, Thèse.
24. BONATTI, S. Rocce prasinitiche di Bergiolo Foscina nelle Alpi Apuani. — *Atti Soc. Toscana Sc. Nat.*, vol. 41, 1931.
25. BONNARD, E. G. Cinq itinéraires destinés à faciliter l'étude géologique de la zone des S.L. entre Saint-Léonard et la gare de Granges (Valais). — *Ecl. Geol. Helv.*, vol. 39, n° 1, p. 35, 1946.
26. Bureau für Bergbau. a) Rapport final: Bramois (P. BUTTICAZ), n° 3260; b) Rapport final: Chandoline (A. FALCONNIER, AUG. LOMBARD), n° 3301.
27. BURRI, C. et NIGGLI, P. Die jungen Eruptivgesteine des mediterranen Orogens, Zurich 1948.
28. CHEVENAL, R. Les schistes de Casanna de la région de Praz-Jean (Val d'Hérens) Note 1: Les prasinites. — *C.R. Soc. Sc. Phys. et Hist. Nat. de Genève*, vol. LXI, n° 3, p. 225, 1944.
29. — Les schistes de Casanna de la région de Praz-Jean (Val d'Hérens). Note 2: Les gneiss et les schistes. — *C.R. Soc. Phys. et Hist. Nat. de Genève*, vol. LXI, n° 3, p. 263, 1944.

30. — Sur quelques minerais du gisement de Praz-Jean (Val d'Hérens). — C.R. Soc. Phys. et Hist. Nat. de Genève, vol. LXI, n° 3, p. 283, 1944.
31. — Le gisement de galène argentifère de Praz-Jean (Val d'Hérens). — Thèse n° 1108, Genève 1947.
32. CHRIST, P. Das produktive Karbon der Schweizeralpen: II. Teil. Die Walliser Anthrazitlagerstätten und der Walliser Anthrazitbergbau während den Jahren 1917—1924. — Beitr. zur Geol. der Schweiz, Geotechn. Serie, 11. Lief., 1925.
33. CORNELIUS, H. P. Geologie der Err-Julier-Gruppe. — Beitr. zur geol. Karte der Schweiz, n. F., 70. Lief., 1. Teil, 1935.
34. — Neuere Erfahrungen über die Gesteinsmetamorphose in den Hohen Tauern. — Mitt. Wiener Mineral. Gesellschaft, Min. und Petr., Mitt. 54, p. 178—182, 1942.
35. DAL PIAZ, GB. Geologia della catena Herbetet-Grivola-Grand Nomenon. — Mem. Inst. Geol. Univ. Padova, vol. VII, 1928.
36. — La discordanza ercinica nella zona penninica e le sue conseguenze nei riguardi della storia geologica delle Alpi. — Bol. della Soc. Geol. Ital., vol. LVIII, Fasc. 1, 1939.
37. DEICHA, G. Séricitisation dans le sédimentaire du synclinal complexe de Chamonix. — C.R.S.G.F., n° 11, p. 247, 1949.
38. DIAS, A. Sur quelques gîtes de la vallée d'Hérens (Valais). — Bul. Soc. Vaud. des Sc. Phys. et Nat., vol. LII, n° 196, 1919.
39. — Contribution à l'étude pétrographique des schistes de Casanna du Val d'Hérens (Valais). — Thèse Lausanne, Genève 1920.
40. DUPARC, L. Schistes cristallins des Alpes. — C.R.S. Soc. Phys. et Hist. Nat. Genève, vol. IX, p. 496, 1900.
41. — Sur la classification des schistes de Casanna des Alpes valaisannes. — C.R.S. Acad. des Sciences, Paris, t. CXXXII, p. 1237—1239, 1901.
42. DUPARC, L. et REINHARD, M. La détermination des plagioclases dans les coupes minces. — Georg, Genève 1923.
43. DUPARC, L. et RITTER, E. Etude pétrographique des schistes de Casanna du Valais. — Arch. des Sc. Phys. et Hist. Nat., t. II, p. 57—59, 1896.
44. — Les formations du Carbonifère et les quartzites du Trias dans la région NW de la première zone alpine. — Mém. Soc. Phys. et Hist. Nat. Genève, t. XXXII, 1ère partie, n° 4.
45. ELLENBERGER, F. Sur quelques roches vertes de la Vanoise. — C.R.S.G.F., n° 7—8, p. 148—150, 1948.
46. — Sur la série stratigraphique de la Vanoise. — C.R.S.G.F., n° 15—16, p. 325, 1948.
47. — Sur quelques caractéristiques du métamorphisme alpin dans la Vanoise. — C.R.S.G.F., n° 11, p. 249, 1949.
48. FABRE, J. et RICOUR, J. Remarques sur la stratigraphie du Trias dans la Vanoise. — C.R.S.G.F., n° 1, p. 24, 1949.
49. FEYS, R. et GREBER, C. Les rapports du Permien et du Houiller au S de Briançon (Hautes-Alpes). — C.R.S.G.F., n° 1, p. 32, 1949.
50. FRANCHI, S. Notizie sopra alcune metamorfosi di euphotide e diabasi nelle Alpe occidentali. — Boll. R. Com. geol. d'Italia, vol. XXI, p. 181, 1895.

51. GAGNEBIN, E. et OULIANOFF, N. Découverte de plantes carbonifères dans la zone pennique du Valais. — *Ecl. Geol. Helv.*, vol. XXXV, n° 2, p. 109, 1942.
52. GANSSEER, A. Der Nordrand der Tambodecke, geologische und petrographische Untersuchungen zwischen San Bernardino und Splügenpass. — Dissert., Zürich, 1937.
53. GERBER, E. K. Morphologische Untersuchungen im Rhonetal zwischen Oberwald und Martigny. — Schinznach-Dorf, 1944.
54. GERLACH, H. Das südwestliche Wallis. Mat. pour la carte géol. de la Suisse, Livr. 9, 1871.
55. — Die Bergwerke des Kantons Wallis. — Livr. n° XXVII, texte de 1859 publié en 1883.
56. — Die penninischen Alpen. — Mat. pour la carte géol. de la Suisse, Livr. 27, 1883.
57. GILLIERON, F. Geologisch-petrographische Untersuchungen an der Ni-Colagerstätte Keltenberg (Turtmanntal, Wallis). — *Beitr. zur Geol. der Schweiz, Geotechn. Serie*, 25. Lief., 1946.
58. GIGNOUX, M. Géologie stratigraphique. Paris, Masson, 1943.
59. — La tectonique d'écoulement par gravité et la structure des Alpes. — *B.S.G.F.*, Vème série, t. 18, Fasc. 8—9, p. 739, 1948.
60. GIGNOUX, M. et MORET, L. Description géologique du Bassin supérieur de la Durance. — *Trav. Lab. Univ. Grenoble*, t. XXI, 1937.
61. GIGNOUX, M. et RAGUIN, E. Sur la stratigraphie du Trias de la zone du Briançonnais. — *C.R.S. Acad. des Sciences*, 12 janvier 1931.
62. GIRARD, H. Geologische Wanderungen. I. Wallis, 1855.
63. GÖKSU, E. Geologische Untersuchungen zwischen Val d'Anniviers und Turtmanntal (Wallis). — Dissert. Zürich, 1947.
64. GRUBENMANN, U. et NIGGLI, P. Die Gesteinsmetamorphose. I. Allgemeiner Teil. Berlin, 1924.
65. GÜLLER, A. Zur Geologie der südlichen Mischabel- und der Monte Rosa-Gruppe. Mit Einschluß des Zmutt-Tales westlich Zermatt. — *Ecl. Geol. Helv.*, vol. XL, n° 1, p. 39, 1947.
66. GYSIN, M. Sur un procédé d'analyse sommaire des calcaires et des dolomies. — *Bull. Suisse de Min. et. Pétrogr.*, t. XXI, p. 173, 1941.
67. GYSIN, M. et VALLET, J.-M. Sur quelques arkoses du Val d'Hérémence (Valais), avec une étude particulière des feldspaths constitutifs. *Arch. des Sciences*, Genève, vol. II, Fasc. 2, p. 197, 1949.
68. HALM, E. Die Kupfer-Wismut-Lagerstätten im obern Val d'Anniviers. — *Beitr. zur Geol. der Schweiz. Geotechn. Serie*, 22. Lief., 1945.
69. HAUG, E. Contribution à une synthèse stratigraphique des Alpes occidentales. *B.S.G.F.*, 4ème série, T. XXV, p. 97, 1925.
70. HEIM, A. Geologie der Schweiz, Leipzig, 1922.
71. HERMANN, F. Recherches géologiques dans la partie septentrionale des Alpes Pennines. — Lyon 1913.
72. — La Struttura delle Alpi occidentali. — *Atti della Soc. di Sc. Nat.*, vol. LXIV, 1925.
73. — Sur l'éventail de Bagnes et la nappe de la Dent-Blanche. — *C.R.S. Acad. des Sc.*, t. 180, p. 1118, 1925.

74. — Notice explicative de la „Carta geologica delle Alpi Nord-occidentali“. Milano 1938.
75. HUANG, T. K. Etude géologique de la région Weissmies-Portjengrat. — Bul. Soc. Phys. et Nat., Neuchâtel, vol. LX, 1935.
76. ITEN, W. B. Zur Stratigraphie und Tektonik der Zone du Combin zwischen Mettelhorn und Turtmantal (Wallis) — Ecl. Geol. Helv., vol. 41, n° 2, p. 141, 1948.
77. JÄCKLI, R. Geologische Untersuchungen in der Stirnzone der Mischabeldecke zwischen Réchy und Visp. Ecl. Geol. Helv., vol. XLIII, n° 1, p. 31, 1950.
78. KALKOWSKI, E. Elemente der Petrographie, p. 217, Heidelberg, 1886.
79. KILIAN, W, et PUSSENOT, C. La série sédimentaire du Briançonnais oriental. — B.S.G.F., 4ème Série, Fasc. 1—2, p. 17, 1913.
80. LOMBARD, AUG. Excursion à la mine de Chandoline près de Sion. — Ecl. Helv., vol. XXXV, n° 2, p. 158, 1942.
81. LOMBARD, AUG. et FALCONNIER, A. Les combustibles solides suisses et étrangers. — Bul. Techn. de la Suisse Rom., n° du 27 nov. 1943.
82. LOMBARD, AUG. Le charbon — Rouge & Cie., Lausanne 1946.
83. — La formation et la mise en place des anthracites du Valais. — Annales des Mines, CXXXVIII année, III, Paris, p. 3, 1949.
84. LUGEON, M. Les grandes nappes de recouvrement des Alpes du Chablais et de la Suisse. — B.S.G.F., 4ème Série, t. 1, p. 813, 1901.
85. — Les Hautes Alpes calcaires entre la Lizerne et la Kander. — Mat. Carte géol. de la Suisse, Nouvelle Série, XXX Livr., p. 285, 1918.
86. LUGEON, M. et ARGAND, A. Sur les grandes nappes de recouvrement de la zone du Piémont. — C.R. Acad. des Sciences, 15 mai 1905.
87. LUGEON, M., LOMBARD, AUG. et OULIANOFF, N. Promenade à Valère. C.R. Exc. de la Soc. géol. de la Suisse, Ecl. Geol. Helv., vol. XXXV, p. 155, n° 2, 1942.
88. MANASSE, E. Le Rocce della Gorgona. — Pisa 1903.
89. MERIAN, P. Geognostische Bemerkungen aus dem Wallis, 10 sept. 1845.— Ber. über die Verhandlungen der Nat. Forsch. Gesell. in Basel, Bd. VII, p. 57, 1847.
90. NABHOLZ, W. Gryphaeenfunde in den „Schistes lustrés-Serien“ Bündens und des Wallis. — Ecl. Geol. Helv., vol. XXXVI, n° 2, p. 224, 1943.
91. — Geologie der Bündnerschiefergebirge zwischen Rheinwald, Valser- und Safiental. — Ecl. Geol. Helv., vol. XXXVIII, n° 1, 1945.
92. NIGGLI, P. Gesteine und Minerallagerstätten. I. Allgemeine Lehre von den Gesteinen und Minerallagerstätten. — Birkhäuser, Bâle, 1948.
93. NIGGLI, P., QUERVAIN, F. DE et WINTERHALTER, R. Chemismus schweizerischer Gesteine. — Beitr. zur Geol. Karte der Schweiz, Geotechn. XIV. Lief.
94. NOVARESE, V. Nomenclatura e sistematica delle rocce verdi nelle Alpi occidentali. — Bol. R. Com. Geol. d'Italia, Série III, vol. (VI) XVI, p. 164—181, Roma 1895.
95. OBERHOLZER, J. Geologie der Glarneralpen. — Beitr. zur geol. Karte der Schweiz, n. F., 28. Lief., 1933.
96. OULIANOFF, N. Les anciens massifs du Mont-Blanc et de l'Aar et l'orogénèse alpine. — Ecl. Geol. Helv., vol. XXXVII, n° 1, p. 31, 1934.

97. PARDOVA, I. et VALLET, J.-M. Considérations chimiques sur quelques „schistes de Casanna“. Arch. des Sciences, Genève, vol. 2, fasc. 3, p. 536, 1949.
98. PAREJAS, E. La tectonique du Mont-Joly (Haute-Savoie). — Ecl. Geol. Helv., vol. XIX, p. 440, 1925.
99. PAREJAS, E. et SCHROEDER, J. W. Deux discordances angulaires à la base des schistes lustrés de Mauvoisin (Vallée de Bagnes) — C.R. Soc. Phys. et Hist. Nat. Genève, vol. LXIII, n° 1, 1946.
100. POLDINI, E. Les phénomènes de polarisation spontanée électrique du sous-sol et leur application à la recherche des gîtes métallifères. — Mém. Soc. Vaud. des Sc. Phys. et Nat., 40, vol. VI, n° 1, 1938.
101. — Sur l'existence de courants électriques naturels liés aux gîtes d'anthracite valaisans. C.R. Soc. Phys. et Hist. Nat. Genève, t. 60, p. 274, 1943.
102. POLDINI, E. et VALLET, J.-M. Etudes préliminaires des courants électriques naturels liés au Carbonifère de la région de Salins (Valais). — C.R. Soc. Phys. et Hist. Nat. Genève, vol. LXIV, n° 1, p. 18, 1947.
103. QUERVAIN, F. DE et FRIEDLAENDER, C. Nachtrag zu Chemismus schweizerischer Gesteine. — Beitr. zur geol. Karte der Schweiz, Geotechn. Serie, 20. Lief., 1942.
104. ROESLI, F. Zur Frage der Existenz unterostalpiner grisonider Elemente im Westalpenbogen. — Ecl. Geol. Helv., vol. XXXIX, 1946.
105. — Zur Frage der Saaserzüge, Bemerkungen zu P. BEARTHS Kritik. — Ecl. Geol. Helv., vol. XXXIX, n° 2, p. 223, 1946.
106. ROSENBUSCH, H. Elemente der Gesteinlehre. Stuttgart, 1923.
107. ROSENBUSCH, H. WÜFLING, E. A. et MÜGGE, O. Mikroskopische Physikographie. I. Band, 2. Hälfte, Stuttgart 1925.
108. ROSSONI, P. Rocce prasinitiche di Capo-Corva. Ed. Ameglia. Atti di Soc. Tosc. Sc. Nat., vol. XLII, n° 3, 1933.
109. SANDBERG, C. G. S. Etude géologique sur le massif de la Pierre-à-Voir (Bas-Valais). — Impr. Bouillant, Paris 1905.
110. SAUSSURE, H. B. DE. Voyages dans les Alpes, vol. IV, Neuchâtel, 1796.
111. SCHARDT, H. Die modernen Anschauungen über den Bau und die Entstehung des Alpengebirges. — Verh. Schweiz. Naturf. St. Gallen, 1906.
112. — Coup d'oeil sur la géologie et la tectonique des Alpes du Canton du Valais. Bul. Soc. Mur. des Sc. Phys. et Nat. du Valais, t. XXXV, p. 246, 1908.
113. SCHMIDT, C. Texte explicatif de la carte des gisements des matières premières minérales de la Suisse. — Echelle 1 : 500 000. Matériaux de la carte géol. de la Suisse, Bâle 1920.
114. SCHNELL, M. Le phénomène de l'albitisation appliqué aux roches alpines. — Bul. Soc. Vaud. Sc. Phys. et Nat., 5 mai 1920.
115. — Les roches basiques des nappes penniques. — Schw. Min. Petr. Mitt., Band 1, Fasc. 3—4, 1921.
116. SCHOELLER, H. La nappe de l'Embrunais en Tarentaise, au nord de l'Isère et son prolongement en Italie et en Suisse. (Note préliminaire.) — B.S.G.F., t. XXVII, 4ème Série, p. 77, 1927.
117. SIGG, J. Contribution à l'étude pétrographique et minière de la partie inférieure du Val d'Anniviers et plus particulièrement de la région de Saint-Luc-Bella-Tolla. — Mat. pour la Géol. de la Suisse, Série géotechn., XXI Livr., 1944.

118. SMIRNOFF, K. Recherches sur l'albitisation des roches éruptives. — Arch. des Sc. Phys. et Nat., t. XXXVII, p. 512, Genève, 1914.
119. STAUB, R. Petrographische Untersuchungen im westlichen Berninagebirge. — Zürich 1915. Vierteljahrschr. Naturf. Gesell. Zürich, 62. Jahrg., 1917.
120. — Der Bau der Alpen. — Beitr. zur geol. Karte der Schweiz, n. F., LII. Heft, 1924.
121. — Des raccords tectoniques entre les nappes valaisannes et grisonnes. — C.R.S.G.F., Fasc. IV, p. 58, 1936.
122. — Sur la répartition des faciès penniques dans les Grisons. — C.R.S.G.F., fasc. VI, p. 97, 1936.
123. — Gedanken zum Bau der Westalpen zwischen Bernina und Mittelmeer. — Vierteljahrschr. Naturf. Gesell. Zürich, 82, 1937, et 87, 1942.
124. — Ergebnisse vergleichender Studien zwischen Wallis und Bünden. — Ecl. Geol. Helv., vol. XXXI, n° 2, 1938.
125. — Über die Gliederung der Bündnerschiefer im Wallis. — Ecl. Geol. Helv., vol. XXXV, n° 2, p. 112, 1942.
126. — Aktuelle Fragen im Alpen Grundgebirge. — Schw. Min. Petr. Mitt., Band XXVIII, Heft 1, p. 422, 1948.
127. STAUB, R. et LOMBARD, AUG. Compte rendu des excursions de la Société géologique suisse en Haute-Engadine, 30 août au 8 septembre 1944. — Ecl. Geol. Helv., vol. XXXVII, n° 2, p. 441, 1944.
128. STAUB, W. Géologie de la vallée d'Hérens. — Postes alpestres suisses, route postale Sion-Les Haudères, 1930.
129. STEINER, A. Etudes des banquettes glaciaires de la vallée de Bagnes (Valais). Mém. de la Soc. Vaud. Sc. Phys. et Nat., vol. III, n° 8, p. 273—311, 1931.
130. STREIFF, V. Geologische Untersuchungen im Otschams (Graubünden). — Dissert. Univ. Zürich, 1939.
131. STRUVER, J. Una salita alla Torre d'Ovarda. — Torino, 1873.
132. STUDER, B. Geologie der Schweiz. — Berne 1851.
133. SZEPESSY SCHAUREK, A. DE. Geologische Untersuchungen im Grand Combin-Gebiet zwischen Dranse de Bagnes und Dranse d'Entremont. — Thèse, Zürich, 1949.
134. TERMIER, P. Etude sur la constitution géologique de la Vanoise (Alpes de Savoie). — Bul. Serv. carte géol. de France, t. II, n° 20, 1891.
135. — Les schistes cristallins des Alpes occidentales. — Cong. Géol. Internat. C.R.S. 9e, Vienne 1903.
136. THEOBALD, G. Geologische Beschreibung von Graubünden. — Beit. zur geol. Karte der Schweiz, 3. Lief., 1866.
137. TSCHOPP, H. Die Casannaschiefer des obern Val de Bagnes (Wallis). — Ecl. Geol. Helv., vol. XVIII, n° 1, p. 77, 1923.
138. VALLET, J.-M. Sur la nature des „orthogneiss“ de Thion (Val d'Hérens), Valais. — Arch. des Sciences, Genève, vol. I, fasc. 2, p. 409, 1948.
139. — Etude des courants électriques naturels liés au carbonifère de la région de Salins-Chandoline-Bramois, près de Sion (Valais). — Arch. des Sciences, Genève, vol. II, fasc. I, p. 22, 1949. (Prix Plantamour-Prévost.)
140. VALLET, J.-M. et VUAGNAT, M. Remarques sur quelques chlorites des schistes de Casanna. — Arch. des Sciences, Genève, vol. 2, fasc. 3, p. 540, 1949.

141. VUAGNAT, M. Sur quelques diabases suisses. Contribution à l'étude du problème des spilites et des pillows lavas. — *Bul. suisse de Min. et Pétr.*, t. XXVI, p. 116, 1946.
142. — Sur la variolite de Spiss près de Viège (Valais). — *C.R. Soc. Sc. Phys. et Hist. Nat. Genève*, vol. LXIV, n° 2, avril-juillet 1947.
143. — Remarques sur trois diabases en coussins de l'Oberhalbstein. — *Schw. Min. Petr. Mitt.*, Band XXVIII, Heft 1, 1948.
144. WEGMANN, C. E. Geologische Untersuchungen im Val d'Hérens. — *Ecl. Geol. Helv.*, vol. XVI, n° 5, 1922.
145. — Zur Geologie der St. Bernharddecke im Val d'Hérens (Wallis). — Thèse Neuchâtel, 1923.
146. — Über die Metamorphosen der Prasinite in der St. Bernharddecke im Wallis (Schweiz). — *Ecl. Geol. Helv.*, vol. XXIII, n° 2, p. 683, 1930.
147. — Note sur le boudinage. — *B.S.G.F.*, Série V, t. II, p. 477, 1932.
148. WEHRLI, L. Das produktive Karbon der Schweizeralpen. I. Teil. Übersicht und Geschichte des Bergbaues. — *Beitr. zur Geol. der Schweiz. Geotechn.* Serie, 11. Lief., 1925.
149. WERENFELS, A. Geologische und petrographische Untersuchung des Vispertales. — *Beit. zur geol. Karte der Schweiz*, 26, III, 1924.
150. WINCHELL, A. N. Elements of Optical Mineralogy. Part II. Description of Minerals. — John Wiley and Sons, New York 1933.
151. WYSSLING, L. Parautochton zwischen Tschepp und Panixerpass (S.W. Vorab). Travail de diplôme E.P.F. Zurich.
152. WITZIG, E. Geologische Untersuchungen in der Zone du Combin im Val des Dix (Wallis). — Thèse Herisau, 1948.
153. WOYNO, T. J. Petrographische Untersuchung der Casannaschiefer des mittleren Bagnestales (Wallis). — *Neues Jahrbuch für Mineralogie, etc.*, Beil. Band XXXIII, p. 136, 1911.

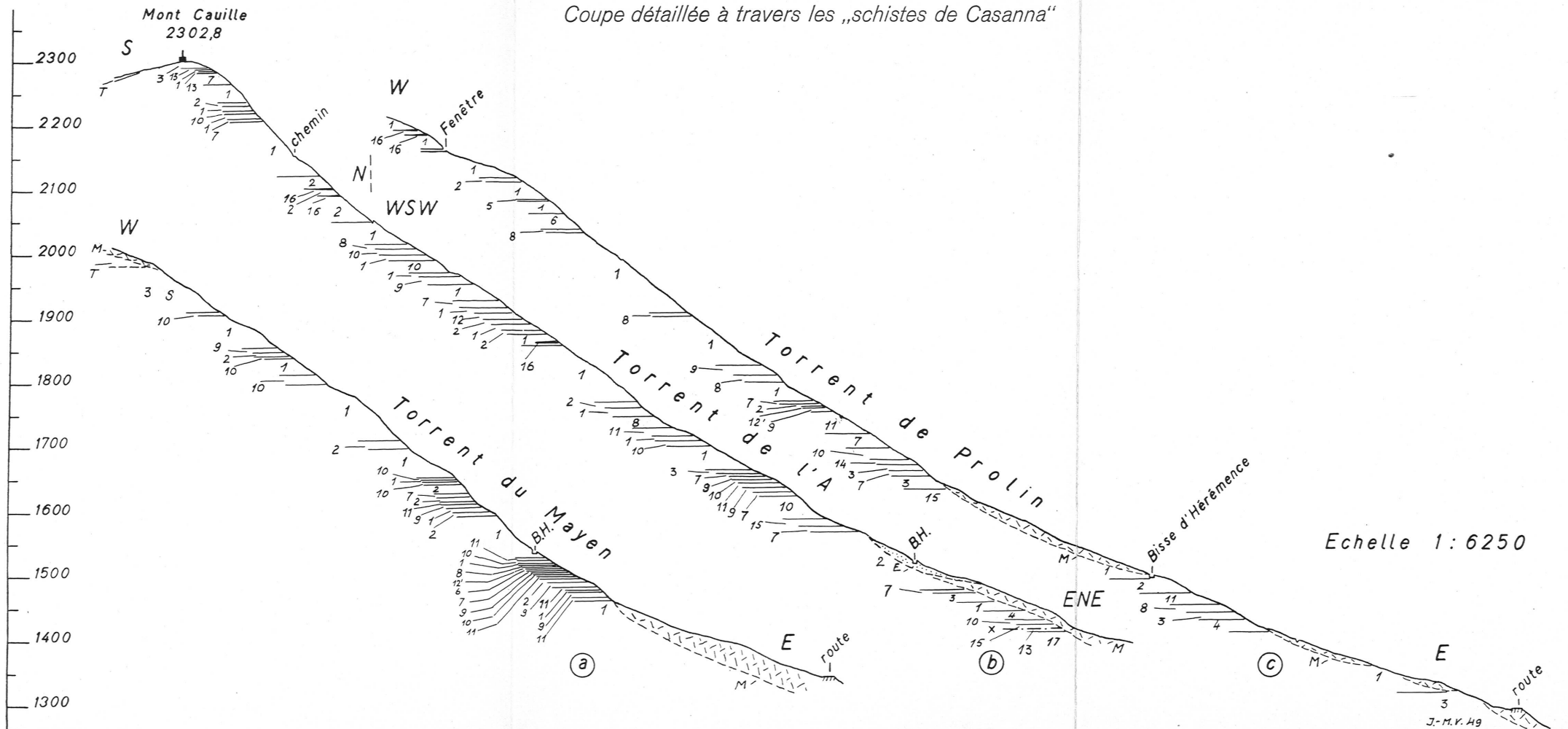
Cartes et Profils

154. ARGAND, E. Carte géologique de la région du Grand Combin. Ech. 1 : 50 000, 1934.
155. — Les grands plis couchés des Alpes Pennines. Ech. 1 : 400 000. — *Mat. pour la carte géol. de la Suisse*, nouvelle série, Livr. XXVII, plan IV.
156. — Nappes de recouvrement des Alpes occidentales et des territoires environnants. Ech. 1 : 500 000. — *Mat. pour la carte géol. de la Suisse*, nouvelle série, Livr. XXVII, pl. I.
157. GERLACH, H. Carte géologique de la Suisse. Ech. 1 : 100 000, n° 22, Martigny-Aoste, 1870.
158. ISCHER, M. G. et GERLACH, H. Carte géologique de la Suisse. Ech. 1 : 100 000, n° 17, Vevey-Sion, 1883.
159. HERMANN, F. Carta geologica delle Alpi Nord-occidentali. Ech. 1 : 200 000, 1937.
160. HUANG, T. K. Carte géologique de la région du Weissmies-Portjengrat. Ech. 1 : 25 000, 1933—1934.

- 161. LUGEON, M. Les Hautes Alpes Calcaires entre la Lizerne et la Kander, Ech. 1 : 50 000, 1918.
- 162. STAUB, R. Tektonische Karte der Alpen. Ech. 1 : 1 000 000. Spez. Karte 105. Beitr. zur geol. Karte der Schweiz, N. F., LII. Lief., 1923.
- 163. — Geologische Karte der Bernina-Gruppe, Ech. 1 : 50 000, 1946.
- 164. Carte nationale de la Suisse au 1 : 50 000, Montana W. Feuille normale 546.
- 165. Carte géotechnique de la Suisse, Feuille 3, Ech. 1 : 200 000, Genève-Lausanne-Sion, 1936.
- 166. Carte géologique de la Suisse. Ech. 1 : 200 000, Feuille 6, Sion, 1942.

Reçu: juillet 1950.

Coupe détaillée à travers les „schistes de Casanna“



1. Gneiss chlorito-séricitiques à porphyroblastes d'albite sombres.
2. Gneiss chlorito-séricitiques à porphyroblastes d'albite clairs.
3. Gneiss chlorito-séricitiques à structure ocellaire plus ou moins bien marquée. Type du Mondra.
4. Gneiss „oeillés“.

5. Gneiss à zoïsité.
6. Prasinites gneissiques.
7. Ovardites gneissiques.
8. Prasinites s.str.
9. Ovardites prasinitiques.

10. Ovardites s.str.
11. Ovardites séricitiques.
12. Amphibolites pluriminérales.
- 12'. Amphibolites monominérales.
13. Schistes séricitiques (charbonneux proparte).

14. Schistes chloriteux.
15. Phyllites à porphyroblastes d'albite.
16. Gneiss „aplitiques“.
- T: Trias du synclinal des Chèques; M: moraine; E: éboulis.
- B.H.: Bisse d'Hérémence.

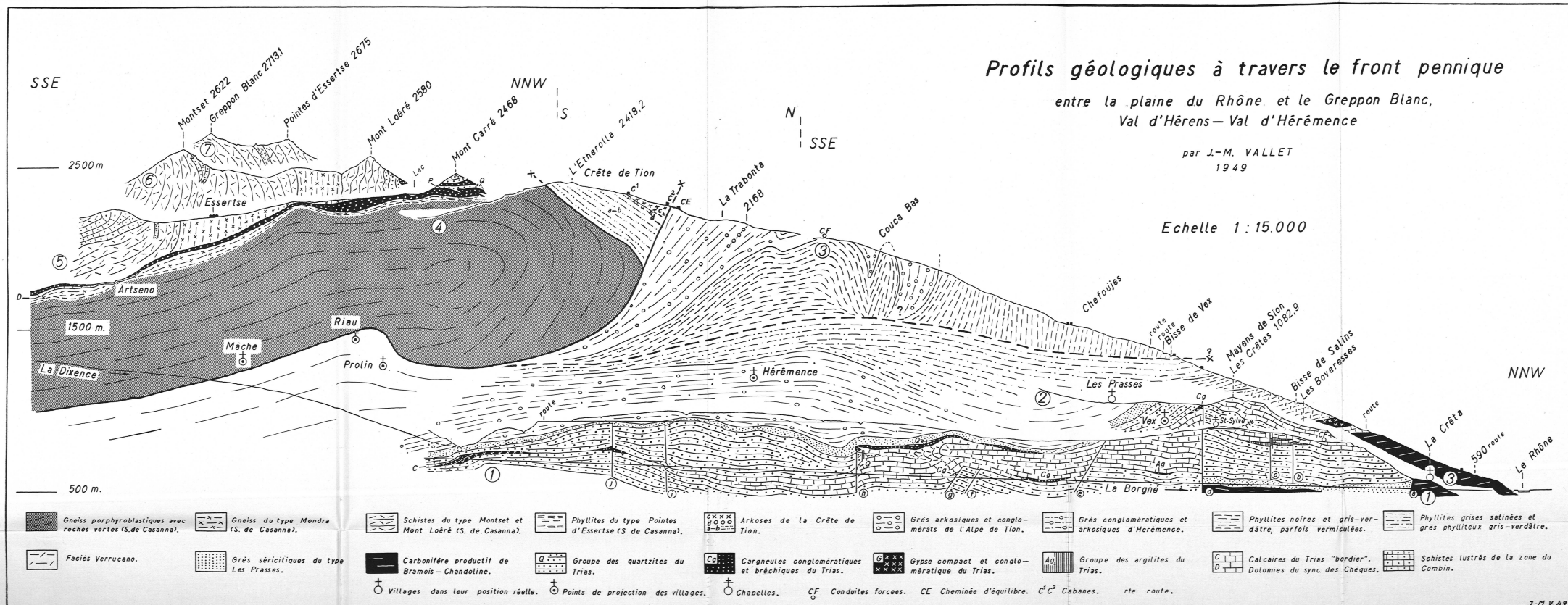
Leere Seite
Blank page
Page vide

Esquisse tectonique

SIC ()



Leere Seite
Blank page
Page vide

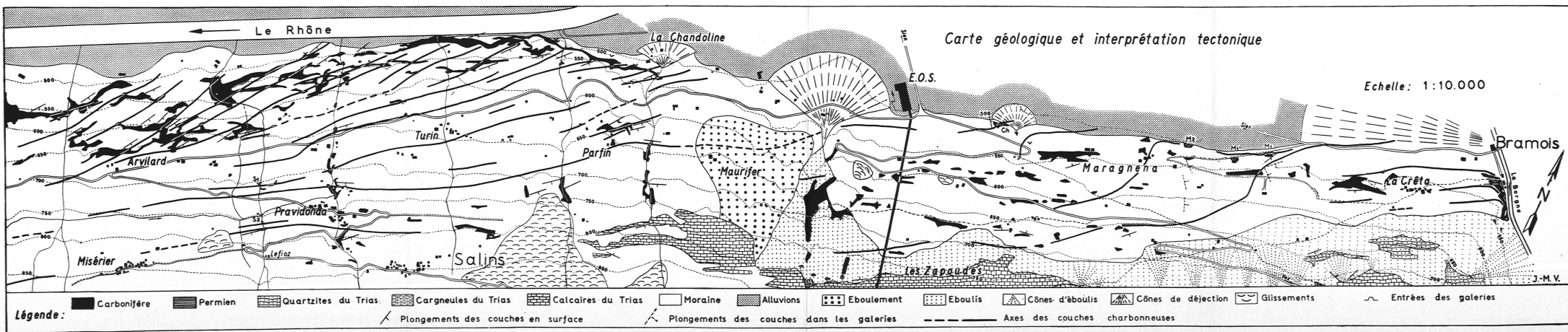
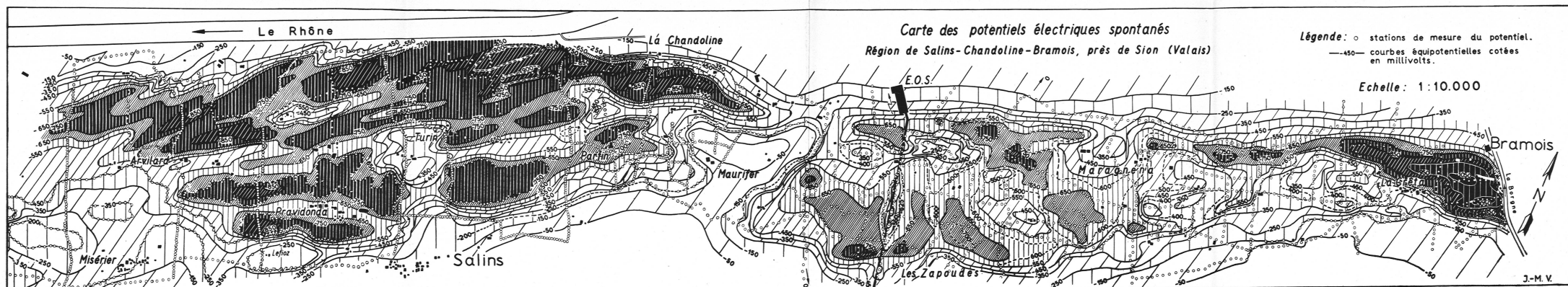


Leere Seite
Blank page
Page vide

Echelle 1 : 3000

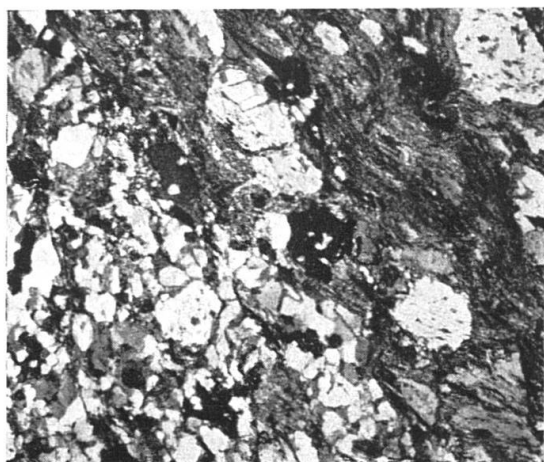


Leere Seite
Blank page
Page vide

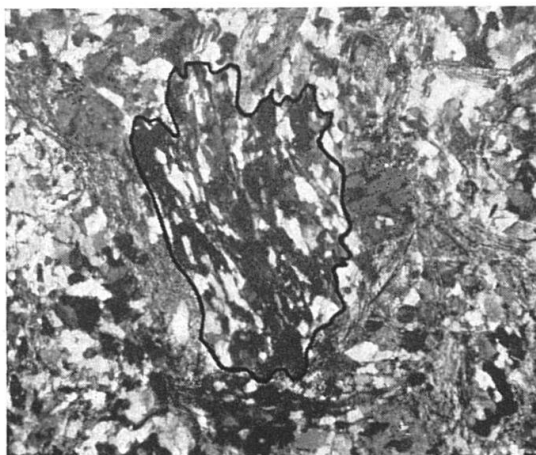


Leere Seite
Blank page
Page vide

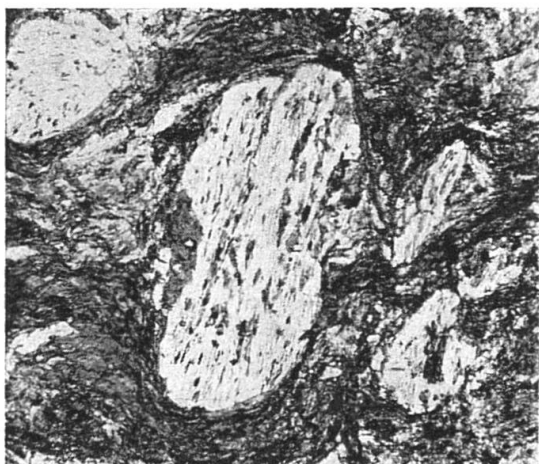
Planche VI



Ech. 332



Ech. 384



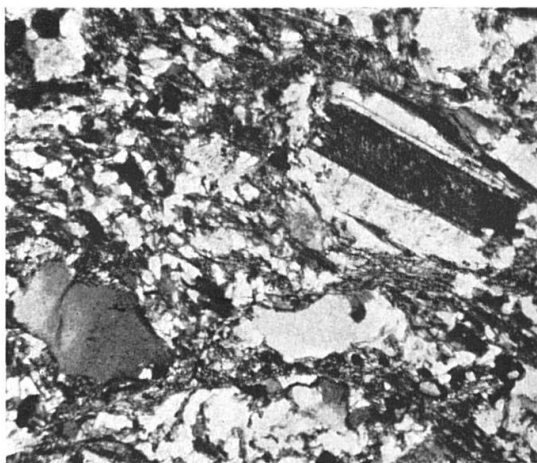
Ech. 323



Ech. 108



Ech. 406



Ech. 426

- Ech. 332: Gneiss chlorito-séicitique porphyroblastique. Les petits porphyroblastes d'albite sont localisés presque exclusivement dans la masse séicitique, alors que dans la partie granoblastique (quartz), ils sont pour ainsi dire absents. Grossissement 15 fois. Lumière polarisée.
- Ech. 384: Gneiss oillé, montrant un porphyroblaste d'albite en voie de formation (entouré de noir) dans une pâte quartzo-albito-séicitique. Grossissement 15 fois. Lumière polarisée.
- Ech. 323: Ovardite gneissique montrant un porphyroblaste d'albite qui semble avoir pivoté et dont les inclusions sont alignées selon le grand axe du cristal. Grossissement 15 fois. Lumière naturelle.
- Ech. 108: Prasinite s.str., montrant des porphyroblastes d'albite dont les inclusions sont plissotées ou forment des gerbes. Grossissement 13 fois. Lumière naturelle.
- Ech. 406: Ovardite prasinitique, montrant des porphyroblastes d'albite dont les inclusions sont orientées dans une seule direction, indiquant par là le sens de la schistosité. Grossissement 14 fois. Lumière naturelle.
- Ech. 426: Arkose du Permo-Carbonifère, montrant de l'albite en macles polysynthétiques en voie de séicitisation, phénomène que l'on n'observe pas dans les schistes de Casanna". Grossissement 27 fois. Lumière polarisée.