

Les ophiolites et les roches connexes de la région du Col des Gets

Autor(en): **Jaffé, Felice C.**

Objektyp: **Article**

Zeitschrift: **Schweizerische mineralogische und petrographische Mitteilungen
= Bulletin suisse de minéralogie et pétrographie**

Band (Jahr): **35 (1955)**

Heft 1

PDF erstellt am: **20.09.2024**

Persistenter Link: <https://doi.org/10.5169/seals-27843>

Nutzungsbedingungen

Die ETH-Bibliothek ist Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Inhalten der Zeitschriften. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern.

Die auf der Plattform e-periodica veröffentlichten Dokumente stehen für nicht-kommerzielle Zwecke in Lehre und Forschung sowie für die private Nutzung frei zur Verfügung. Einzelne Dateien oder Ausdrucke aus diesem Angebot können zusammen mit diesen Nutzungsbedingungen und den korrekten Herkunftsbezeichnungen weitergegeben werden.

Das Veröffentlichen von Bildern in Print- und Online-Publikationen ist nur mit vorheriger Genehmigung der Rechteinhaber erlaubt. Die systematische Speicherung von Teilen des elektronischen Angebots auf anderen Servern bedarf ebenfalls des schriftlichen Einverständnisses der Rechteinhaber.

Haftungsausschluss

Alle Angaben erfolgen ohne Gewähr für Vollständigkeit oder Richtigkeit. Es wird keine Haftung übernommen für Schäden durch die Verwendung von Informationen aus diesem Online-Angebot oder durch das Fehlen von Informationen. Dies gilt auch für Inhalte Dritter, die über dieses Angebot zugänglich sind.

Les ophiolites et les roches connexes de la région du Col des Gets

Par *Felice C. Jaffé* (Lugano*)

Table des matières

Avant-propos	4
Introduction et historique	5

Première partie:

Description géologique

<i>Chapitre I. Les affleurements</i>	7
1. La Rosière	7
a) Les Pentes du Bouvier	7
b) Fontaine de la Rosière	15
c) Carrière des Bounaz	15
2. Le Torrent des Bounaz	16
3. La Pierre à Feu	21
4. Le Bartoli	24
5. Vers le Pré	27
6. Torrent du Marderet	31
7. Les Lanches	32
8. La Mouille Ronde	36
9. La Brèche du Crêt	43
10. Le Vuargne	45
11. Le Crêt	55
12. Le Plenay	59
13. Mont Caly	62
14. Le Crêtet	63
15. Le Cannevey	64
16. Zone du Col de la Ramaz	65

Deuxième partie:

Description pétrographique

<i>Chapitre II. Roches acides</i>	68
1. Granites	68
2. Arkoses	70
3. Kératophyre quartzifère	71

* Actuellement Maden Tektik ve Arama Enstitüsü, Ankara.

<i>Chapitre III. Les ophiolites</i>	71
A. Spilites	72
1. Gabbros	73
2. Albitite	76
3. Diabases intersertales	77
4. Diabases porphyriques	81
5. Diabase à structure hypidiomorphe albito-chloritique	81
6. Diabases constituant le centre des ophisphérites	83
7. Les pillow lavas	83
a) Pillow lavas albito-chloritiques	84
b) Pillow lavas albito-hématitiques	86
c) Pillow lavas albito-leucoxéniques	88
8. Roches aberrantes	88
a) «Lave» spilitique	88
b) Spilite albito-calcitique	89
c) Roches à zoïsite: zoïsitites	90
B. Les roches composites: Brèches ophiolitiques	91
1. Brèche typique d'éclatement de coulées sous-marines	91
2. Brèche d'éclatement de coulées sous-marines avec éléments aberrants	92
3. Brèche d'éclatement de coulées sous-marines à «enclaves» de calcaires roses	93
4. Brèche d'éclatement à éléments sédimentaires	93
5. Microconglomérats ophiolitiques à éléments et ciment sédimentaires	94
6. Conglomérats polygéniques	95
7. Brèche ophiolitique sensu lato	98
8. Brèches ophiolitiques chloritisées	98
C. Les roches ultrabasiques: Serpentes et roches connexes	98
1. Serpentine verte	98
2. Serpentine bariolée	100
3. Opicalcite et ophisilice	100
4. Brèche de serpentine à ciment calcitique	101
D. Etude pétrochimique des ophiolites	102

Troisième partie:

Les phénomènes de chloritisation

<i>Chapitre IV. Ophisphérites et roches connexes</i>	110
I. Introduction et définitions	110
II. Description macroscopique et conditions de gisement	111
III. Description pétrographique des ophisphérites	113
1. Ophisphérites à amphibole	113
a) Ophisphérites à hornblende brune	113
a) Ophisphérites avec un centre en diabase porphyrique	113
β) Ophisphérites avec un centre en diabase trachytique	116
γ) Ophisphérites avec un centre en diabase hypidiomorphe	116

b) Ophisphérites à hornblende verte	118
a) Ophisphérites avec un centre en diabase intersertale	118
2. Ophisphérites à pyroxène et roches connexes	118
a) Ophisphérites avec un centre en diabase intersertale	118
β) Roches connexes; brèches diabasiques chloritisées	118
3. Ophisphérites albito-chloritiques et roches connexes	119
a) Ophisphérites avec un centre en diabase intersertale	119
β) Roches connexes	119
4. Ophisphérites feldspathiques	119
a) Ophisphérites avec un centre en albitite	119
β) Ophisphérites feldspathiques sensu lato	121
5. Ophisphérites zoïsitiques et roches connexes	121
a) Ophisphérites avec un centre en zoïsitite	121
β) Roches connexes	123
6. Ophisphérites chloritiques	123
7. Ophisphérites de serpentine	123
IV. L'intensité de la chloritisation et ses effets sur les minéraux constitutifs	124
<i>Chapitre V. Pétrochimie des ophisphérites</i>	126
I. Les calculs pétrochimiques d'après NIGGLI	129
II. La méthode de la « cellule standard »	130
III. Interprétation des calculs pétrochimiques	134
<i>Chapitre VI. La genèse des ophisphérites et les serpentines</i>	135

Quatrième partie:

Ordre de formation et mise en place des ophiolites

<i>Chapitre VII. Ordre de formation des roches du cycle ophiolitique</i>	136
<i>Chapitre VIII. Considérations sur la position géologique des ophiolites et roches connexes dans les Préalpes</i>	138
I. Le Chablais	138
II. Les Préalpes Romandes	140
III. Conclusions	142
IV. Ophiolites des Préalpes et ophiolites de la chaîne alpine	143
Riassunto	144
Abstract	146
Bibliographie	147

Planches

- I. Principaux types d'ophisphérites.
- II. Esquisse géologique de « La Mouille Ronde ».
- III. Le Vuargne.

Avant propos

Cette thèse a été entreprise sous la direction de M. le Professeur MARCEL GYSIN. Il m'est difficile d'exprimer en quelques lignes ce que je dois à mon Maître. C'est sous sa direction que j'ai appris à aimer la géologie et la pétrographie, et le travail minutieux, précis et honnête qui est à la base de toute véritable étude scientifique. Fin connaisseur des méthodes utilisant la platine de Fedoroff, il m'a fait largement profiter de sa grande expérience, sans jamais mesurer son temps lorsqu'il s'agissait de m'initier à cette technique si élégante. L'amour commun de la montagne, de l'escalade périlleuse et de la vie à l'air libre nous ont beaucoup rapprochés: les contacts sur le plan humain, les plus précieux, resteront définitivement acquis.

M. le Docteur MARC VUAGNAT, chargé de Cours, connaisseur profond des roches vertes, a été pour moi un guide précieux et amical. Au cours d'entretiens nombreux, presque journaliers, et pendant des nombreuses leçons toujours passionnantes sur différents sujets de la pétrographie, il m'a aidé à élargir mes connaissances théoriques. Je ne saurais oublier tout le profit que j'ai tiré de nos excursions communes, poussées vers l'étude des roches vertes, en Provence, dans le Bassin de la Lahn (Allemagne), sous la conduite de M. le Professeur E. LEHMANN, dans les Alpes françaises (notamment dans la région du Mont Genève), et dans l'Allgäu (Allemagne méridionale). Sur conseil de M. VUAGNAT et en partie d'après ses indications, j'ai aussi visité les régions du Jaunpass, de Gstaad, l'Île d'Elbe et certaines parties de la Ligurie. Enfin, je suis particulièrement sensible à l'honneur qu'il m'a fait en me prenant comme collaborateur pour une note sur les ophisphérites. Qu'il me soit permis de me considérer un peu comme son premier élève.

M. le Professeur ED. PARÉJAS a pris un intérêt très vif aux problèmes géologiques posés dans ce travail, et M. le Dr. A. CAROZZI, chargé de Cours, m'a beaucoup aidé dans la description de certaines roches sédimentaires. Je leur exprime ici ma profonde reconnaissance.

M. le Dr. J. W. SCHROEDER m'a fait bénéficier de la connaissance de son terrain de thèse, aux Gets. Son excellent cours sur la géologie des Préalpes m'a été aussi très utile.

De nombreux géologues expérimentés m'ont fait l'honneur de me rendre visite sur le terrain. Ce sont Mme M. CORNELIUS-FURLANI, Dr. ès Sc., M. le Prof. P. BELLAIR, Directeur de l'Institut des Hautes Études de Tunis, le Dr. M. AKARTUNA, de l'Université d'Istanbul, mon père, Dr. R. JAFFÉ, Ingénieur des Mines, le Dr. H. SIMONS, de Londres, et mon ami le Dr. K. KÜPPER, de Vienne. Leurs remarques pertinentes m'ont permis d'éclaircir bien des points.

Le Dr. AND. LOMBARD a eu la courtoisie de me montrer, sur son ancien terrain de thèse, les diabases du Col de la Ramaz.

Je désire aussi remercier M. le Professeur M. REICHEL, de l'Université de Bâle, qui a bien voulu déterminer pour moi quelques microfossiles.

J'ai eu des entretiens très intéressants sur les problèmes soulevés par ce travail avec Sir EDWARD B. BAILEY, ancien chef du Service Géologique de Grande-Bretagne, avec MM. les Professeurs J. CADISCH, F. ELLENBERGER, AUG. LOMBARD, L. MORET, R. STAUB, R. TRÜMPY, et avec MM. les Drs. H. GRUNAU et S. TÜRKÜNAL. Je leur dois de nombreuses suggestions intéressantes.

M. le Professeur T. F. W. BARTH, d'Oslo, m'a communiqué des précieux renseignements sur sa méthode de calcul pétrochimique pour lesquels je le remercie.

Plusieurs de mes camarades m'ont accompagné sur le terrain. Je pense surtout à mon ami J. P. DE LORIOU, Ing. géologue, compagnon infatigable et attentif, E. FARDEL, R. KRUMMENACHER et C. MEYER DE STADELHOFEN, Ing. géologues, à P. LAVARINO et J. VERSTRAET, Ing. chimistes, et à PH. BIRO, H. ETIENNE et F. FERNEX, Licenciés ès Sciences géologiques.

C'est à M. E. PLEINES, collègue au Club Alpin, que je dois les vues panoramiques du Vuargne. Qu'il en soit remercié ici.

Je dois adresser mes vifs remerciements au Comité du Fonds national suisse de la recherche scientifique. Ses importantes subsides m'ont permis d'effectuer de nombreuses analyses de roches et d'innombrables coupes minces.

J'ai contracté de nombreuses dettes de reconnaissance dans la région du Col des Gets. Ma gratitude va tout d'abord à mes amis JEAN-MARIE et AUGUSTE BERGOEND et à leur famille, dans la maison desquels j'ai pu habiter pendant longtemps. Je tiens aussi à remercier M. ALPHONSE AMOUDRUZ de Taninges, qui m'a accueilli dans son chalet des Bounaz, M. J. BERGER de Morzine, et la famille de Mme. RENÉE SAUGE, de Mieussy, dont le chalet, au Farquet, est devenu depuis les travaux d'AND. LOMBARD un vrai rendez-vous de géologues.

MM. les Maires des Communes des Gets, de Taninges et de Morzine m'ont toujours permis de consulter les cadastres de leurs communes.

MM. H. ETIENNE et D. KRUMMENACHER ont revu mon texte, M. le Professeur R. PARKER a relu le résumé en anglais, mon ami le Dr. G. ELTER celui en italien. Qu'il en soient tous remerciés. Ma gratitude profonde va aussi à M. le Professeur L. DÉVERIN, qui a révisé mon manuscrit et les épreuves avec beaucoup de soin et de patience.

Ma reconnaissance va enfin à tous ceux qui, de près ou de loin, ont facilité ma tâche.

Introduction et historique

Comprises entre le plateau molassique au Nord-Ouest et le domaine helvétique au Sud-Est, les Préalpes forment une vaste région qui s'étend de la rive droite de l'Arve jusqu'au lac de Thoune. On les divise en Préalpes du Chablais (ou arc chablaisien) et en Préalpes Romandes (ou arc romand). Dans des travaux fondamentaux pour la tectonique alpine, M. LUGEON (1895, 1901 b) a reconnu que la région préalpine est un pays de nappes provenant du Sud-Ouest. Actuellement on y dénombre les unités tectoniques suivantes : nappe des Préalpes Médiannes (Klippendecke des auteurs de langue allemande); nappe de la Brèche; nappe de la Simme et nappe du Niesen; pour certains auteurs les nappes ultrahelvétiques appartiennent aussi à ce complexe. L'origine exacte de ces unités, leur zone d'enracinement au sens large du mot, sont encore très discutées :

En Chablais, dans la région du Col des Gets¹⁾, ces roches, signalées depuis longtemps par A. FAVRE (1867) et H. TAVERNIER (1888), ont retenu l'attention de nombreux géologues, parmi lesquels il faut citer A. MICHEL LEVY (1892), M. LUGEON (1895), G. STEINMANN (1905) et J. W. SCHROEDER (1939). Ce dernier auteur a essayé d'en interpréter la position géologique.

Tandis que les roches homologues des Préalpes Romandes, cependant plus rares et moins variées, ont été étudiées récemment en détail par H. GRUNAU (1945), M. VUAGNAT (1946) et K. ARBENZ (1947), on est étonné de ne jamais trouver dans les travaux concernant le Chablais une description soignée des affleurements et de la nature de ces roches. Seul M. VUAGNAT (1943) a examiné avec attention quelques coupes minces de la région des Gets.

Le temps est venu de combler cette lacune: ce sera un des buts de ce travail. Mais une étude n'est pas complète tant qu'elle reste descriptive: nous nous efforcerons, après avoir réuni les observations de détail nécessaires, d'éclaircir le délicat problème géologique que pose la présence de ces roches.

Première partie

Description géologique

... Dans l'ensemble, le problème géologique des ophiolites se trouve à un stade comparable à celui d'une inscription insuffisamment déchiffrée dans une langue inconnue: nous croyons pouvoir lire des mots et des phrases, mais ils se contredisent fréquemment et l'ensemble ne donne pas encore un sens satisfaisant. Qu'il soit donné à la recherche des années à venir d'éclaircir complètement ces contradictions.

Traduit d'après H. P. CORNELIUS (1935).

Chapitre I

LES AFFLEUREMENTS

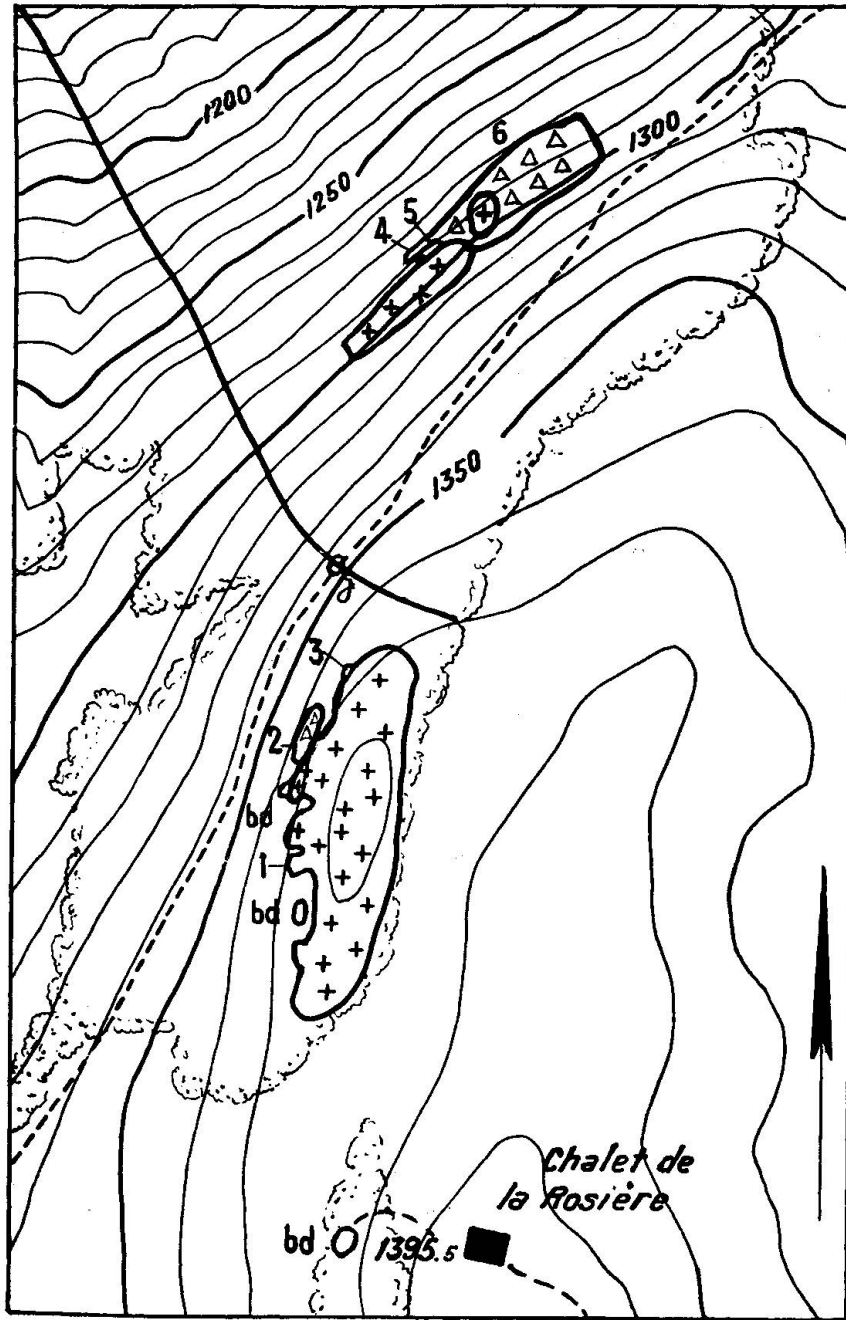
I. La Rosière

a) Les Pentes du Bouvier

SITUATION

Une série d'affleurements courent en écharpe dans le bois des Pentes du Bouvier, au Nord du grand chalet de la Rosière. En venant de celui-ci, on les trouve d'abord au-dessus du chemin rural qui va des Mais au Preyret; ensuite ils

¹⁾ Nous adoptons pour «les Gets» l'orthographe sans accent circonflexe de la Carte Géographique de France et des documents officiels de l'Administration.



1:5000

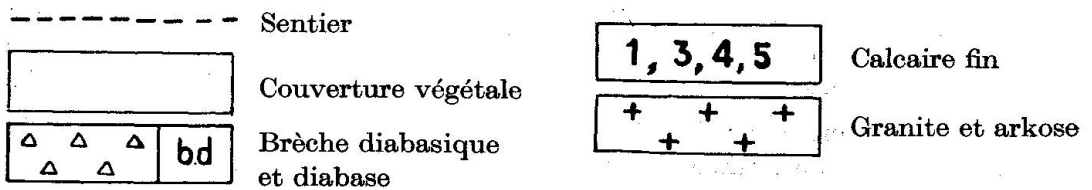


Fig. 2. Les Pentes du Bouvier.

le recoupe, et enfin ils apparaissent au-dessous de ce chemin sous forme d'une falaise assez importante. Si l'on retrouve aussi les roches qui les composent sous forme de blocs isolés dans les pentes boisées sous-jacentes, il faut insister sur le fait qu'il s'agit uniquement d'éboulis de pente.

Pour les levés géologiques, nous nous sommes servi de la carte au 20000^e que nous avons corrigée en ce qui concerne le chemin rural et complétée par le tracé du ruisseau du Bouvier. Pour cela, nous avons utilisé le cadastre de la Commune de Taninges et nos levés au 1000^e.

DESCRIPTION

Nous allons décrire cette série d'affleurements en partant du chalet de la Rosière et en nous dirigeant vers le Nord. Nous avons numéroté de 1 à 6 les points d'un intérêt particulier.

Depuis le chalet de la Rosière, il faut descendre légèrement en direction Nord-Ouest, pour atteindre quelque 100 m plus bas la lisière de la forêt. Pénétrons dans celle-ci à l'endroit où un arbre isolé se dresse dans le pâturage. Quelques mètres plus loin, le sol est couvert de débris granitiques. En continuant horizontalement, on arrive à deux barres successives d'une roche d'allure granitique, hautes de 2 m. Elles sont formées d'une roche assez altérée en surface, à patine brunâtre, à cassure verdâtre, chloriteuse: il s'agit en réalité d'une arkose qui offre certaines ressemblances avec celle qui constitue la carrière des Bounaz (voir p. 15).

On trouvera les points 1, 2 et 3 en se déplaçant dans la forêt, sur les flancs de la pente, sans changer de niveau.

Point 1. Sous une falaise granitique haute de quelques mètres, on observe un minuscule affleurement de calcaire, qui est visible sur une longueur de 1,50 m et sur une épaisseur de 30 cm. Il est plaqué étroitement sur le granite qui le surmonte, et se mêle au contact avec des pellicules schisteuses noirâtres. Il s'agit d'un calcaire gris clair, fin, pseudoolithique; la variété spathique dont nous allons parler sous peu n'existe pas à cet endroit. A l'Est du calcaire, une mince couche diabasique est moulée contre le granite. Ceci permet déjà de constater que le calcaire constitue en quelque sorte une poche entre la diabase et le granite. L'importance qu'il faut attribuer à cette observation sera signalée plus tard.

Point 2. Une niche naturelle, haute à l'extérieur de 1,20 m, avec une diminution progressive de la hauteur vers son fond, longue de 4 m et profonde de 2,50 m, a son toit constitué par la surface topographiquement inférieure du granite. Ce toit présente une allure nettement bré-

chique, détritique, que les observations au microscope confirment entièrement. On est donc autorisé à parler d'arkose. Son épaisseur est difficile à estimer : elle est au minimum de quelques centimètres, mais peut atteindre des valeurs plus considérables. Du fond de la niche, nous avons isolé un échantillon dans lequel on voit la diabase intrusive dans cette arkose. Le sol de la niche et les falaises sous-jacentes sont constitués par de la brèche diabasique, trop altérée à cet endroit pour que l'on puisse en entreprendre une étude détaillée.

Point 3. L'état de cet affleurement ne rend pas sa visite indispensable. On y voit quelques petits blocs de calcaire spathique, surmontés par du granite, le tout étant partiellement recouvert de terre végétale. La masse du calcaire, pour autant qu'on puisse la voir, est de l'ordre de grandeur de celle du point 1, mais mieux visible.

Le sommet du bois, sur le flanc duquel sont situées les falaises (points 1 et 2) est parsemé de blocs de granite, comme la carte l'indique. Ceux-ci jalonnent le sommet topographique de la lame, dont l'épaisseur peut être évaluée à une trentaine de mètres au maximum.

Il faut maintenant descendre jusqu'au chemin et suivre celui-ci vers le Nord. Il traverse le ruisseau du Bouvier, et met à jour à cet endroit le granite sur quelques dm. Ce petit affleurement peut changer de forme au cours des années, et éventuellement disparaître. Le granite, nettement arkosique, affleure encore sur quelques mètres après le ruisseau, sur le chemin. Les deux blocs à gauche de celui-ci sont en brèche inférieure, d'origine vraisemblablement glaciaire.

L'affleurement continue maintenant sous le chemin; il est caché sur une centaine de mètres par la couverture végétale. Il faut suivre le chemin, en comptant environ 250 pas, jusqu'à une coupe dans la forêt, couverte d'une végétation abondante de fougères et de framboisiers. Au début de cette clairière, il faut quitter le chemin et descendre en suivant la ligne de la plus grande pente. Bientôt on aperçoit à sa droite des falaises rougeâtres, hautes d'une vingtaine de mètres.

Point 6. Ces falaises sont de loin la plus grande masse de brèches diabasiques connue dans la région des Gets. Leur étude détaillée à cet endroit est rendue difficile, pour le visiteur, par leur accès malcommode, et nous conseillons de l'entreprendre dans le Torrent des Bounaz.

On observe des brèches à ciment hématitique, couleur « lie de vin », qui leur donne un aspect rougeâtre caractéristique. Les éléments qui les composent sont de taille très variable, puisque l'on passe d'une brèche diabasique très fine, avec des composants de la taille d'un pois, à

des agglomérats contenant des blocs dont le diamètre peut atteindre 1 m. La forme anguleuse de ces éléments est souvent adoucie. Aucune tendance à une stratification n'est visible dans cette formation. Qualitativement, les éléments sont assez homogènes: diabases albito-chloritiques, plus ou moins riches en hématite, souvent amygdalaires, parfois porphyriques. Nous n'avons jamais relevé des éléments dérivant d'autres types de roches, éventuellement granitiques, contrairement à la formation analogue du Torrent des Bounaz. Des éléments variolitiques ne sont pas non plus visibles.

La description donnée pour ces falaises s'applique à toutes les brèches diabasiques des Pentes du Bouvier, mais ailleurs la roche est très pourrie et difficile à étudier.

Pour observer les points 4 et 5, sans doute les plus intéressants du pointement, il faut revenir sur ses pas, vers le S, en empruntant le haut de la falaise, qui devient granitique (voir fig. 2). Une vingtaine de mètres plus loin on arrive à un éperon assez caractéristique, saillant de 4 mètres sur le reste de la falaise granitique. A son début, un sapin est marqué avec l'inscription LL en rouge sur fond blanc, et une borne est enfoncée à côté de l'arbre²⁾. Il faut s'aventurer sur cet éperon et regarder sur sa gauche, vers le S. La falaise se continue et à la base de celle-ci, à une distance de 50 mètres, on aperçoit un bloc très blanc, partiellement couvert de mousse, haut de 1,50 m. Il s'agit du grand affleurement de calcaire pseudoolithique à Coprolithus, que nous décrirons comme point 4.

Pour s'y rendre, on emprunte un vague sentier de bûcherons qui descend vers la base de la falaise. Il traverse d'abord des brèches diabasiques et rejoint la base de la falaise. On arrive ainsi au point 5, à gauche de ce sentier (fig. 3).

C'est ici que commence une zone sédimentaire qui, jalonnée par quelques blocs, peut être considérée comme continue jusqu'au grand bloc de calcaire, le point 6. Elle a une longueur totale de 28 mètres.

Point 5. Comme la figure 3 l'indique, sur une longueur de 4 mètres on peut suivre le contact granite arkosique-calcaire. A gauche de cette zone nous avons pu isoler un échantillon où le calcaire adhère à l'arkose. Il ne nous reste pas grand chose à ajouter au dessin. Remarquons cependant que:

- a) Le calcaire transgresse sur la surface ravinée de l'arkose. Parfois, entre les deux, s'insère une mince pellicule schisteuse noirâtre.

²⁾ Ces inscriptions étant des limites de parcelles, il y a des chances pour que ce point puisse être retrouvé après plusieurs années d'après ces indications.

- b) La petite lame visible sur un des profils est également arkosique. Sa position s'explique, soit par l'entraînement d'un morceau de granite lors de l'activité volcanique, soit par un écaillage dû à des efforts orogéniques. Nous penchons plutôt vers la première hypothèse, les effets orogéniques n'étant pas visibles ailleurs. Il s'agit de toute façon d'un petit accident local.
- c) Le début de l'activité volcanique se fait par une phase diabasique assez courte, pour passer rapidement à l'éclatement d'importantes coulées sous-marines. La diabase, épaisse de quelques dizaines de centimètres, est actuellement trop pourrie pour se prêter à une étude de détail.
- d) Les roches visibles au point 5 ne sont pas affectées par des efforts orogéniques notables. Arkose, calcaire, brèches diabasiques ne sont pas du tout diaclasés et encore moins broyés ou laminés. Dans le calcaire schisteux on observe un certain nombre de veinules très fines de calcite, épaisses de 1 à 3 cm, d'apparence nettement secondaire.

Point 4. C'est le plus grand affleurement de calcaire que nous ayons trouvé dans la région. Il mesure 3,20 m de long, 2,50 m de haut, sa largeur n'étant pas estimable. Il est constitué par un calcaire fin, à patine gris-clair, à cassure grisâtre. A la base, il est parfois bréchié — ce qui se voit assez mal à l'œil nu — et on y reconnaît des parties pseudoolithiques. Vers le haut il passe insensiblement à un calcaire spathique. Au sommet du bloc on observe des cannelures de type karstique.

Les échantillons pris vers la base nous ont révélé au microscope des *Coprolithus*³⁾. Le reste du bloc est stérile.

Il est difficile d'établir si le calcaire est rigoureusement en place. Il semble affaissé de 1 à 2 mètres, ce qui s'explique facilement par la pente très raide. Ses relations avec le granite arkosique, qui le surmonte, et la brèche diabasique qui constitue à ses pieds une petite falaise haute de 2 mètres, sont cachées, mais il est permis d'affirmer qu'elles sont analogues à celles que l'on voit au point 5.

Mentionnons à la fin de cette description que le flysch n'est visible nulle part, et que par conséquent ses relations avec les formations ci-dessus décrites ne peuvent pas être précisées. Celles-ci sont en tout cas situées au-dessus de la Brèche Supérieure, qui constitue le Rocher des Mais.

³⁾ *Coprolithus salevensis*, d'âge Portlandien (ED. PARÉJAS, 1948).

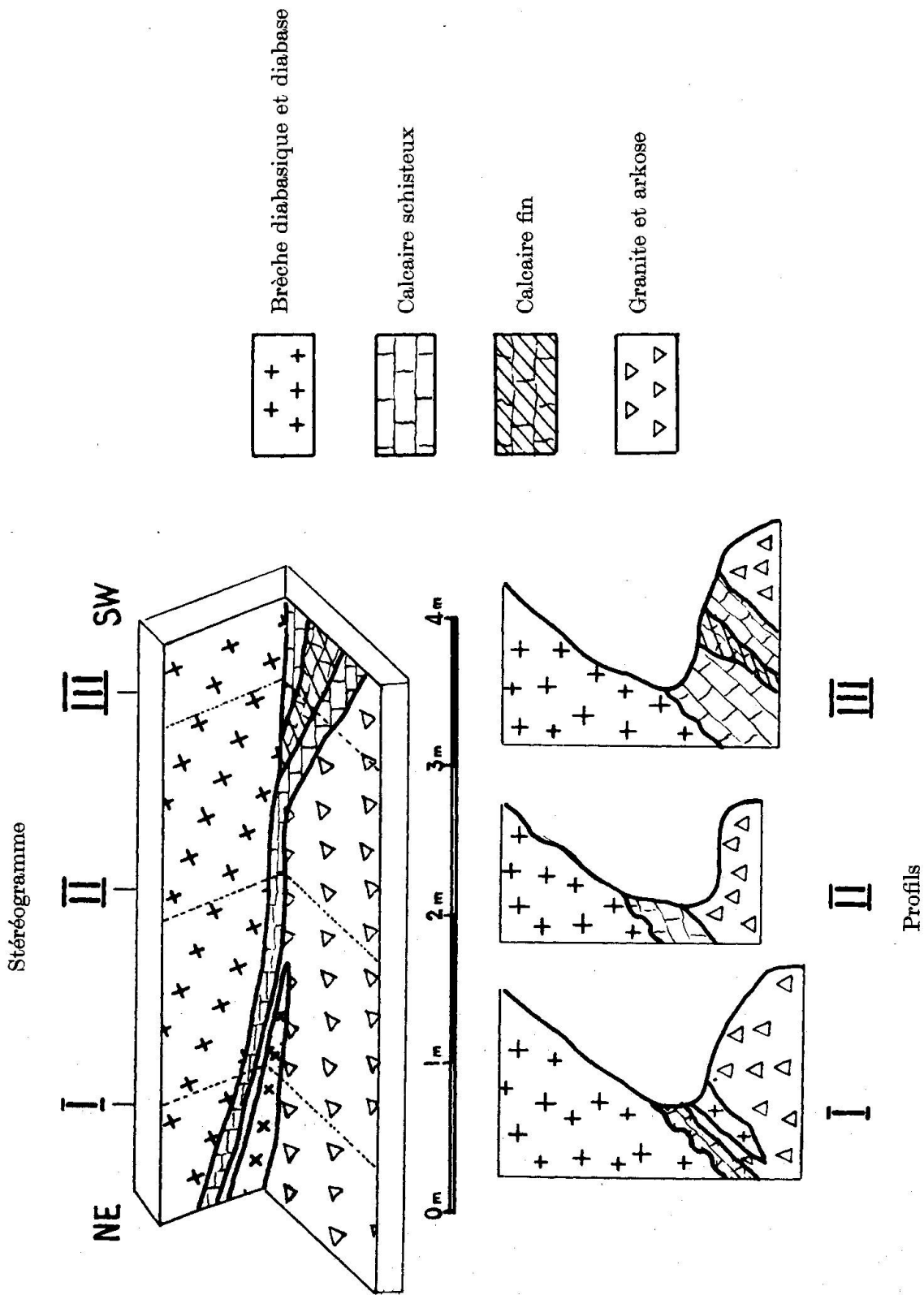


Fig. 3. Les Pentes du Bouvier. Point 5.

Interprétation géologique

Les observations qui viennent d'être relatées permettent de construire l'histoire géologique des formations qui composent le pointement des Pentes du Bouvier.

Pour cela, dégageons quelques observations essentielles :

1. Le granite devient arkosique vers sa surface topographiquement inférieure, donc supérieure géologiquement parlant.
2. Le mésozoïque (calcaire à Coprolithus, vraisemblablement d'âge Jurassique supérieur) est représenté par trois petites masses distinctes, éloignées entre elles respectivement de 100 mètres et de 250 mètres. Nous insistons sur le fait que cette zone sédimentaire n'est en tout cas pas continue, le contact direct granite — brèche diabasique étant visible à plusieurs endroits.

Les événements géologiques qui ont donné la disposition actuelle des roches en présence peuvent se retracer dans les phases suivantes :

1. Existence d'un granite, d'âge hercynien (?).
2. Emersion de ce granite, phénomènes d'altération continentale avec formation d'arkoses.
3. Transgression des calcaires à Coprolithus sur le granite, devenu arkosique à son sommet.
4. Formation d'une série sédimentaire mésozoïque peut-être discontinue, débutant par du Jurassique supérieur et allant éventuellement jusqu'au Crétacé.
5. Erosion de cette série, presque jusqu'à la base, à l'exception de quelques petites zones de calcaire à Coprolithus.
6. Début de l'activité spilitique par une phase diabasique assez courte, ensuite éclatement, pendant leur épanchement, de coulées sous-marines, qui deviennent des brèches diabasiques.

De l'histoire de ce complexe, il ressort déjà un fait essentiel : dans sa position actuelle, ce complexe est en position renversée. Nous allons examiner ultérieurement les conséquences qu'il faut tirer de cette conclusion, pour expliquer le mécanisme de sa mise en place.

Un regard sur la carte nous indique qu'en un endroit le granite est entouré de brèche diabasique, « empâté », comme le disait J. W. SCHROEDER. Nous croyons pouvoir donner une explication très simple à ce

phénomène. Le granite s'est divisé en plusieurs compartiments, séparés par de grandes diaclases béantes, au début de l'activité volcanique spilitique, probablement en relation avec des phénomènes telluriques intenses. Le magma spilitique a ensuite rempli ces diaclases: il peut donc contourner le granite par tous les côtés; cependant il le surmonte toujours.

Le fait que le pointement n'est pas horizontal dans son ensemble, mais légèrement incliné, dépend de la tectonique interne de la nappe de la Brèche sous-jacente: compartiments faillés, surélevés les uns par rapport aux autres.

b) Fontaine de la Rosière

La fontaine du grand chalet de la Rosière se trouve à 15 m plus bas que celui-ci, en direction Ouest. A cet endroit sont posés sur le sol végétal quelques blocs de brèche diabasique, dont la plupart des éléments sont chloriteux. Ces blocs sont vraisemblablement en place: bien que d'importance minime, ils constituent une liaison entre les affleurements des pentes du Bouvier et ceux de la Carrière des Bounaz.

c) Carrière des Bounaz

La carrière de «granite» des Bounaz, exploitée pour l'empierrement de la route qui conduit à la Rosière, se trouve à une vingtaine de mètres de celle-ci, au Nord du point 1409,1, établi sur cette route. (Coordonnées: Feuille Samoëns No. 6, 134,000 × 932,280).

Située en bordure d'un petit bois, elle n'est pas très importante et la roche où elle est creusée a été décapée au maximum sur une profondeur d'un mètre. Elle est longue de 20 m, d'une largeur atteignant 8 m; la roche acide qui la constitue affleure encore 20 m plus au Nord.

A l'œil nu, la roche de la carrière est d'aspect assez variable: des zones très leucocrates alternent avec des zones plus mélanocrates, verdâtres, que l'on pourrait à la rigueur prendre pour des diabases. Cette disposition en zones est très irrégulière, au point de rendre impossible le levé en détail, et de donner à la roche qui constitue la carrière une texture nébulitique. Parfois on observe des filonnets secondaires de quartz, irréguliers, et sans direction privilégiée.

Comme, sur le terrain, on peut suspecter une intrusion diabasique dans la roche acide, nous avons échantillonné avec soin aussi bien les variétés leucocrates que mélanocrates. Au microscope nous avons pu démontrer (voir p. 70) qu'il s'agit toujours d'arkoses plus ou moins riches en chlorite.

Ces arkoses sont parcourues par des systèmes de filonnets de quartz d'un intérêt secondaire.

Sur le bord oriental de la carrière, à une distance d'environ 6 m à partir de sa terminaison méridionale, les arkoses sont en contact avec des diabases hématitiques sur une longueur d'un mètre. La diabase, très altérée, affleure seulement sur une largeur de 0,30 m et le contact est peu visible. Des échantillons, pris dans l'arkose et dans la diabase aussi près que possible du contact, ne montrent au microscope aucun métamorphisme de contact. (A noter que dans la diabase, très altérée, à structure intersertale, on observe quelques vacuoles constituées par des agrégats de grains fins de quartz.)

Un minuscule bloc de diabase affleure aussi à la terminaison méridionale de la carrière. En outre, on observe des diabases extrêmement altérées, vraisemblablement chloritiques, dans le talus oriental de la route, à quelques mètres au N du point 1409,1. De ce point part l'ancien chemin qui mène directement au chalet de la Rosière. Suivons-le vers le N sur une distance d'environ 80 m. A cet endroit une brèche diabasique rougeâtre, presque totalement enfouie sous terre, a été dénudée sur une longueur de 3 à 4 m, par des travaux de déboisement. Il s'agit d'une brèche hématique dans laquelle on observe parfois des éléments verdâtres, à grain fin, d'allure sédimentaire. Le microscope fait voir qu'il s'agit de cherts (voir p. 93). Nous y avons aussi reconnu un petit débris de kéraatophyre quartzifère.

En résumé, on peut conclure que la roche acide de la carrière des Bounaz est une arkose analogue à celle des Pentes du Bouvier. Ses relations avec les diabases avoisinantes sont masquées: peut-être s'agit-il d'une grande lentille arkosique englobée dans des formations diabasiques, en partie bréchiques, mais les conditions d'affleurement, extrêmement mauvaises, empêchent de l'affirmer avec sûreté.

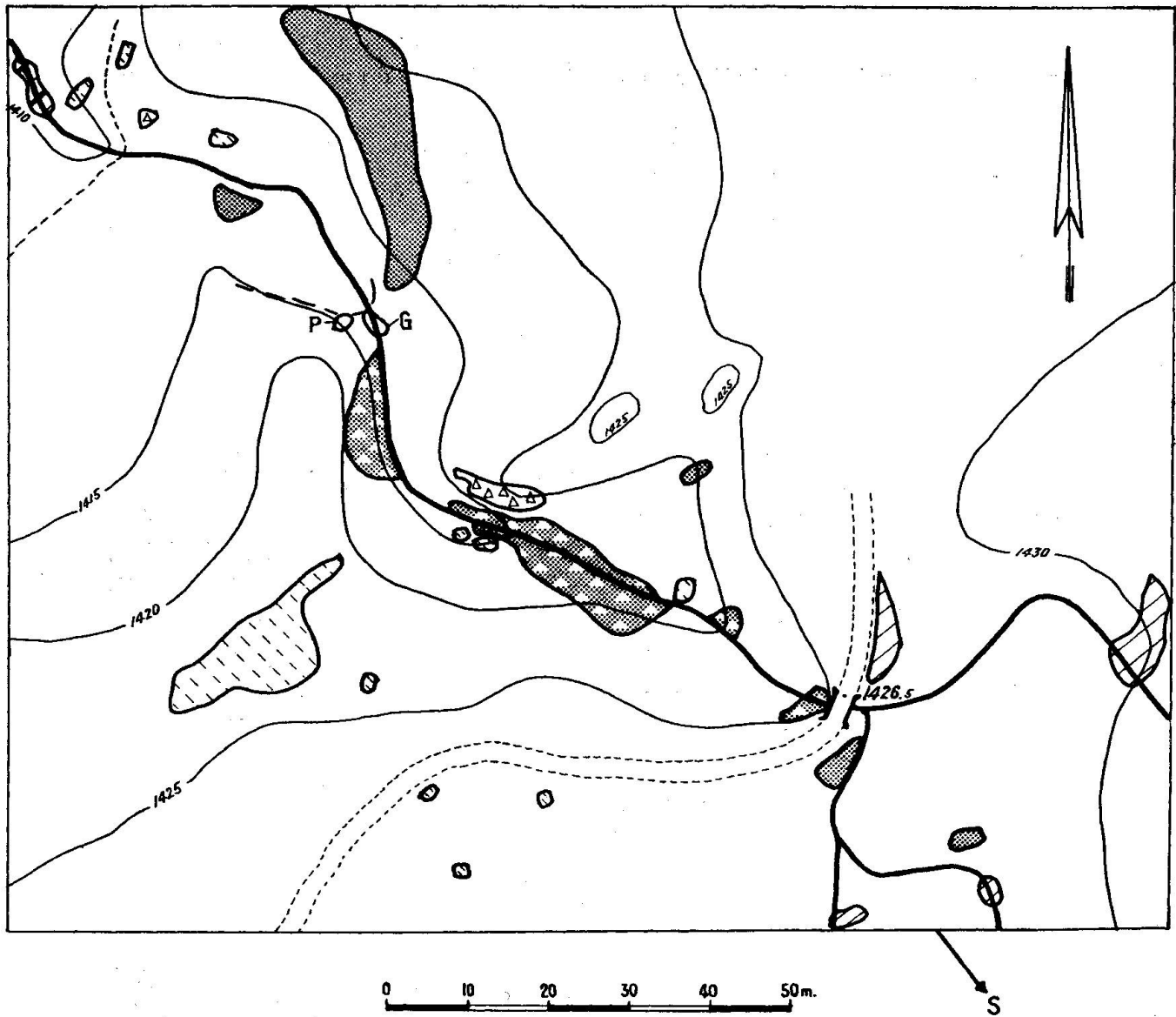
La carrière des Bounaz est distante d'environ 400 m du pointement du Torrent des Bounaz; malheureusement aucune relation entre ces deux régions n'est visible sur le terrain, séparées qu'elles sont par une tourbière de laquelle émerge une petite proéminence constituée par du flysch argileux noirâtre.

2. Le Torrent des Bounaz ⁴⁾

SITUATION

Le point 1426,5, situé sous un petit pont (voir fig. 4), se retrouve sur la Feuille Samoëns au 20000^e avec les coordonnées 133,950 × 932,660. Il se trouve sur le dernier chemin qui se détache à gauche de la route qui monte à la Mouille Rousse.

⁴⁾ Cet endroit est appelé «le Cul-qui-brille» par les gens du pays.



0 10 20 30 40 50m.

1 : 1000



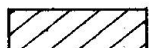
Chemin



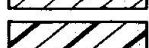
Sentier



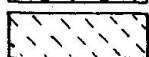
Quaternaire indifférencié



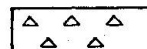
Flysch argileux



Flysch calcaire



Argilites



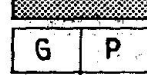
Brèche diabasique



Brèche diabasique chloritisée



Serpentine



Gabbro et diabase porphyrique

à 200 m en direction SW :
affleurement de serpentinite

Fig. 4. Le Torrent des Bounaz.

A vol d'oiseau, il se trouve à environ 400 m au Sud-Est des chalets des Bounaz, et à même distance en direction Est de la carrière des Bounaz. Le pont est jeté sur le ruisseau qui s'écoule de la source orientale du ruisseau des Bounaz.

DESCRIPTION

Le petit pointement du Torrent des Bounaz, d'un accès très facile, est composé de roches très différentes: son importance est considérable, car les phénomènes de chloritisation y sont assez bien visibles. Les relations des roches entre elles sont cependant obscures; nous allons décrire séparément les termes cristallins et les termes sédimentaires.

a) Roches éruptives

Brèche diabasique. Ce type de roche, représenté dans le ravin par des blocs épars, ne s'observe en place qu'à un seul endroit, où sur rive droite du torrent se dresse un bloc assez grand, saillant, long de 10 m, large de 4 m et haut de 3 m: de loin il frappe par sa couleur rouge foncé. A l'origine, ce bloc devait être sensiblement plus grand, puisque la roche qui le constitue a été exploitée pour empiercer les chemins environnants, et même une partie de la route principale qui conduit à la Mouille Rousse. Il est assez difficile d'établir un calcul exact de la quantité de brèche diabasique employée à cet effet; on peut cependant estimer à la moitié la diminution du volume du bloc.

Ce bloc est constitué par une brèche diabasique formée essentiellement de morceaux de diabase souvent arrondis, de taille variable; aucune tendance à la stratification n'est visible. Il s'agit de diabases chloritiques et hématitiques de texture variable; des morceaux franchement varicolitiques ont été observés. Des éléments curieux, très rares, blanchâtres, ressemblent à première vue à des aplites; ils réagissent fortement à l'acide chlorhydrique et l'on serait tenté de les prendre, sur le terrain, pour des roches sédimentaires fortement calcaires. En réalité, au microscope (voir p. 90) on s'aperçoit qu'il s'agit de roches spilitiques, très riches en calcite. Enfin on peut observer à la base du bloc quelques petits éléments, encore plus rares, de granite. Tous ces éléments sont liés par un ciment hématitique couleur lie de vin, et chaque élément est recouvert d'une patine rouge luisante très fine.

A l'œil nu, ces brèches diabasiques ne diffèrent pas beaucoup de celles trouvées dans les Pentes du Bouvier. Qualitativement elles sont plus variées: il est peut-être imprudent de les définir comme brèches d'éclatement typiques, bien qu'elles se rapprochent de ces formations par la plupart des caractères. La présence de roches granitiques pose un

problème de pétrogenèse qui se réduit à peu de chose si l'on assimile celles-ci à des roches arrachées au substratum lors de «l'éruption».

Brèche diabasique chloritisée. Le bloc de brèche diabasique que nous venons de décrire est posé comme un îlot sur une roche dont l'origine est de même nature, mais qui a subi une chloritisation, d'intensité d'ailleurs assez variable d'un endroit à l'autre. Ce phénomène se voit assez bien dans le lit du torrent, juste au-dessous du bloc décrit plus haut. On constate d'emblée l'extrême degré d'altération de la roche chloritisée. Les éléments ordinairement diabasiques qui la composent sont friables, et souvent parcourus par des veinules d'amiante. Lorsque la chloritisation est plus accentuée, la roche est réduite alors à une bouillie verte et rouge, bariolée, savonneuse au toucher et parfois même schisteuse.

La chloritisation est toujours assez intense: dans les éléments diabasiques atteints nous n'avons jamais pu observer un noyau intact, comme dans le cas des ophisphérites. Mais, en même temps, le phénomène procède avec ménagement: il respecte souvent la patine hématitique qui enveloppe les éléments.

Dans le lit du torrent, à l'endroit indiqué, on retrouve plusieurs types de brèche diabasique. On peut isoler d'un ciment serpentineux des éléments assez grands, de la taille d'une tête. L'un d'eux, posé à travers le lit du torrent, atteint des dimensions encore plus considérables: il a une longueur visible de 1 m et une largeur visible de 0,40 m: c'est le seul élément de cette taille que nous ayons observé. Il existe aussi des types de brèche diabasique beaucoup plus fine, à éléments de la taille d'un pois. Ce type se présente en trois endroits distincts sous la forme d'îlots, d'un diamètre d'environ 60 cm, entourés d'une serpentine bariolée où des amas de pigments ferrugineux se détachent sur un fond serpentineux vert.

La transition de la brèche diabasique fine à la serpentine bariolée est assez brusque: cette dernière roche est le produit d'un remplacement plus poussé que dans la première, la structure bréchoïde primitive ayant entièrement disparu. Par endroits cette serpentine devient même schisteuse.

On peut se demander si la chloritisation se produit ou non avec un apport de masse. La réponse à cette question est malaisée: pour les brèches diabasiques très fines elle semble devoir être négative. Par contre, on remarque que les éléments diabasiques de taille moyenne à grande sont beaucoup plus serrés dans la brèche diabasique non serpentinisée. Il est donc possible que des phénomènes de métasomatose se produisent, avec un certain gonflement du ciment qui englobe les éléments; mais nous ne saurions l'affirmer avec certitude.

Serpentine. A une certaine distance du bloc de brèche diabasique, on rencontre des affleurements constitués par une bouillie presque meuble de serpentine, dans laquelle il est possible d'isoler de rares débris isolés, très altérés, d'ophisphérites possédant un noyau intact. Il est permis de supposer que, dans ces affleurements, la chloritisation a été moins violente, vu que des noyaux d'ophisphérites y ont été reconnus. Il serait tentant d'imaginer un affaiblissement graduel de la chloritisation au fur et à mesure que l'on s'éloigne du bloc de brèche diabasique : cependant les conditions d'affleurement sont beaucoup trop mauvaises pour démontrer un processus pareil.

Enfin, il existe aussi de la serpentine typique sans ophisphérites. L'affleurement le plus important se trouve hors des limites de notre carte, à 200 m environ en direction SE ; il s'étend sur une longueur totale de 100 m, la largeur variant de 5 à 10 m ; il est formé de serpentine assez altérée. A l'extrémité méridionale de cette masse, on devine l'existence d'une ancienne carrière abandonnée. On peut se demander à quoi pouvait servir une roche si peu solide et tellement sujette à l'altération.

L'ensemble des affleurements décrits est encore loin de constituer un grand massif de serpentines tel que l'a vu A. FAVRE (1867). Il se peut que le développement de la végétation ait fait disparaître certains affleurements au cours des années ; il semble néanmoins que cet auteur ait exagéré quelque peu l'importance du pointement.

Gabbro et diabase intersertale porphyrique. Ces roches ne sont représentées que dans deux petits affleurements contigus.

Le gabbro se présente seulement sous forme de quelques petits blocs isolés dans le lit du ruisseau. Dans l'un d'eux, nous avons observé un petit filon mélanocrate, épais de 4 m. Le gabbro est très semblable à celui de la Mouille Ronde.

La diabase intersertale porphyrique affleure sous les racines d'un petit sapin, sur la rive gauche du ruisseau. A l'œil nu elle ressemble à la roche décrite au pointement de la Mouille Ronde. Au microscope elle est identique à la roche formant le noyau des ophisphérites à hornblende et albite du Crêt. Il est intéressant de remarquer que l'on trouve ce type de diabase seulement en ces deux endroits de la région des Gets, distants de 9 km à vol d'oiseau. La diabase porphyrique de la Mouille Ronde est chloritique et ne contient pour ainsi dire pas de hornblende.

b) Roches sédimentaires

Argilite. Cette roche noirâtre est bien visible surtout dans la carrière en bas de la route, sur la rive gauche du torrent. Comme la brèche dia-

basique, elle a été exploitée pour l'empierrement des routes avoisinantes. Son domaine s'étend bien au delà de la carrière: au-dessus de la route on observe des blocs isolés de la même roche, et dans la partie inférieure du ruisseau on en trouve encore quelques-uns. Elle est identique à certaines argilites du pointement de la Mouille Ronde, où cependant les types rouges sont prédominants.

Dans la carrière on voit une roche noirâtre, à quelques reflets bleus, très dure. Elle est parfois parcourue par des «flammes» rouges lie de vin. D'autres fois la roche devient schisteuse parallèlement à l'axe principal de la carrière. Il est impossible de dire s'il s'agit d'une stratification primitive ou d'une schistosité secondaire: la deuxième hypothèse nous semble plus vraisemblable⁵⁾.

Sur la rive droite du torrent, il existe un bloc isolé de cette roche, actuellement pas en place. Il contient des rognons arrondis d'une roche à patine blanche à la cassure. Ces rognons, de forme un peu allongée, ont une longueur de 10 à 30 cm. La roche qui les compose se rapproche des calcaires fins du flysch.

Flysch. Des formations schisteuses noires, en débris, affleurent dans la région méridionale de notre carte, le long de la route, et en petites têtes de couches dans la source d'un petit ruisseau.

A l'extrémité septentrionale de la carte, le ruisseau traverse des calcaires fins, de patine jaune gris à la cassure. Ils sont très semblables aux calcaires fins de la Mouille Ronde.

Comme à J. W. SCHROEDER, il nous a été impossible de retrouver la brèche à cailloux de roches éruptives intercalée dans le flysch, signalée par M. LUGEON. Sa description semble se rapporter à une brèche diabasique chloritisée.

3. La Pierre à Feu

Lors de l'excursion de la Société géologique de France en 1896 (M. LUGEON, 1901a, p. 716), les participants observent dans la région qui nous intéresse un affleurement de «gros bancs de silex», inconnu jusque là. Le directeur de l'excursion, M. LUGEON, pense que cette roche doit être en liaison avec les klippes de roches éruptives.

Les vues si justes de cet auteur nous ont engagé à rechercher ces silex, et à essayer de retrouver des roches éruptives à proximité de leur gisement. L'indication d'une localité appelée Pierre à Feu sur les nou-

⁵⁾ Selon l'avis du Professeur P. BELLAIR à première vue ces roches ressemblent beaucoup à des cendres volcaniques consolidées.

velles cartes nous a beaucoup aidé. Nous avons repéré les silex (radiolarites dans notre nomenclature), et dans les alentours nous avons en effet découvert un petit groupe de minuscules affleurements ophiolitiques.

L'intérêt de ce pointement est double: d'un côté il témoigne une fois de plus en faveur de l'association des ophiolites aux radiolarites (G. STEINMANN, 1925), et d'autre part il forme un trait d'union entre les pointements du Torrent des Bounaz et celui du Bartoli, en réduisant de moitié la distance qui les sépare à vol d'oiseau.

SITUATION

Le bloc de radiolarite se trouve à la lisière de la forêt, dans la localité Pierre à Feu, à la cote 1550, point de rencontre des Communes des Gets, de Verchaix et de Taninges. (Coordonnées: Feuille Samoëns No. 7, 133,500 × 934,240).

Un groupe d'affleurements ophiolitiques se trouve dans la région de la source du petit ruisseau qui descend dans les prés de la Joux d'Amont. Ce ruisseau est un peu trop prolongé sur la carte: sa source est en réalité à la cote 1505. Coordonnées: 133,620 × 934,280.

Un autre petit affleurement se trouve à proximité immédiate du point 1473, à la lisière de la forêt. Coordonnées: 133,400 × 934,120.

La source du petit ruisseau est assez difficile à localiser. Pratiquement, il faut procéder de la façon suivante: en venant des chalets de la Mouille Sincerneret, que l'on peut atteindre en voiture, on gagne le replat morainique de la Joux d'Amont. On remonte l'affluent principal de ce ruisseau, qui disparaît à un moment donné. Il faut continuer à monter. Les chalets de la Mouille Sincerneret, jusqu'à maintenant cachés par le premier plan, réapparaissent. On retrouve alors le ruisseau qu'il suffit de suivre sur quelques mètres: on arrive à sa source, sous un changement d'inclinaison de la pente.

A partir de la région de la source du ruisseau on peut atteindre le grand bloc de radiolarite en montant 100 m en direction Sud-Ouest.

DESCRIPTION

a) La radiolarite, au bord de la forêt, est un grand bloc, allongé parallèlement à la lisière, long de 16 m, large de 20 m et haut de 0,5 à 3 m. Il est constitué par une roche de couleur gris clair à gris foncé, localement parcourue par des veinules et des zones irrégulières chargées de quartz. Parfois on passe à des termes plus schisteux, et en même temps plus foncés. On distingue très bien les Radiolaires à la loupe. A la cassure cette radiolarite est très dure et se débite difficilement en petites esquilles conchoïdales. Ce bloc est passablement recouvert de mousses et de lichens.

Cette description s'applique exactement aux deux autres blocs de radiolarite relevés dans cette région: celui du Crêt (p. 59) et celui du Crêtet (p. 63).

A 10 m du bloc, en direction SE, on peut encore noter la présence de

deux blocs de la même roche, beaucoup plus petits, d'un volume qui atteint à peine le m³. Autour de ces blocs, on retrouve dans la terre végétale des débris de roches vertes, difficiles à définir à l'œil nu à cause de leur degré d'altération assez poussé, rappelant pourtant des termes serpentineux. Ces débris démontrent, dans un terrain malheureusement très recouvert, la liaison intime radiolarites-ophiolites. L'hypothèse d'un bloc erratique est à écarter. D'une part la masse du bloc est trop considérable, et d'autre part nous avons relevé encore deux affleurements de radiolarites, identiques à celui que nous décrivons, situés dans la même position d'association très étroite avec les ophiolites. Enfin, il serait impossible de trouver une origine à un éventuel bloc erratique.

b) Au bas de la rupture de l'inclinaison de la pente, à la source du ruisseau décrit, on voit quelques débris de roches vertes. En les examinant de près, on reconnaît des ophisphérites, très rares, dont il n'en reste pas plus d'une dizaine, après notre échantillonnage. Dans la rupture de pente elle-même et au bas de celle-ci sur la rive gauche, affleure très mal une serpentine complètement pourrie. Nous avons essayé d'y trouver des ophisphérites à la pioche, mais sans résultat. Enfin, on voit dans le ruisseau des petits débris de talc, vert-clair, la « craie des montagnes » des paysans et des bergers. Nous savons, d'après ce que nous avons observé à la Mouille Ronde, que ce minéral est associé à la serpentine.

Au-dessus de cette rupture d'inclinaison de la pente, si l'on se dirige vers l'E, au bout d'un pré d'une trentaine de mètres couvert par une végétation de rhododendrons et de genévriers, on arrive à une sorte de petite tranchée, large de 2 m, haute de 0,40 m et longue de 10 m. On y observe de la serpentine très altérée.

c) A 3 m en dehors de la lisière de la forêt, à la cote 1475, on voit affleurer, dans un terrain rendu irrégulier par de petites tranchées, une serpentine très altérée, sur une longueur de 7 m et une largeur de 3 m. Dans cette sorte d'arène, on peut ramasser des petites ophisphérites, atteignant le volume d'une pomme. Il existe aussi des ophisphérites « en serpentine » (voir p. 123). Ces formations sont rares.

Il se peut que l'affleurement soit partiellement recouvert par la moraine qui commence immédiatement en-dessous, et qui constitue le grand replat de la Joux d'Amont, comme on peut le voir si l'on vient de la Mouille Sincerneret.

Pour terminer, deux remarques sont nécessaires pour caractériser le pointement de la Pierre à Feu :

1. Il est actuellement peu visible à cause de la couverture végétale, mais on peut estimer que ses dimensions originelles sont au moins

de l'ordre de grandeur de la zone comprise entre les trois groupes d'affleurements actuellement visibles.

2. Ses relations avec le flysch ne sont pas déterminables. Dans les près de la Joux d'Amont, on voit parfois des morceaux de flysch gréseux, à traces charbonneuses (flysch II de J. W. SCHROEDER); il ne s'agit jamais d'affleurements, mais de blocs d'origine glaciaire ou quaternaire au sens le plus large du terme.

4. Le Bartoli

SITUATION

On atteint ce pointement, qui se trouve dans le lit du Torrent du Bartoli⁶⁾, en suivant sur 1 km environ le chemin qui monte de la Mouille Sincerneret: on rejoint alors le torrent du Marderet. A quelques mètres en amont de ce point, le ruisseau du Bartoli rejoint ce torrent, au point 1385,5. Au lieu de longer tout de suite le cours du ruisseau, dans lequel on ne verra que quelques rares débris de roches vertes que l'on retrouvera en place dans son cours supérieur, il est préférable

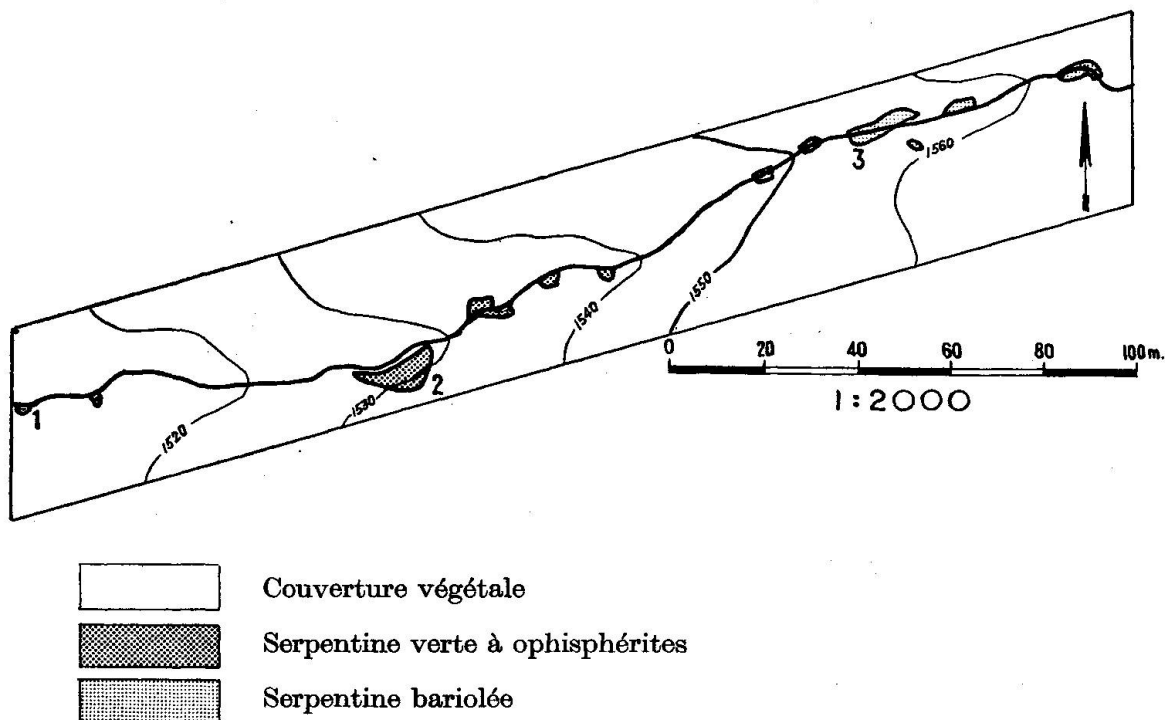


Fig. 5. Le Bartoli.

1. Ophisphérite cyclopéenne. 2. Serpentine verte massive. 3. Serpentine bariolée et ophisphérites.

⁶⁾ C'est la raison pour laquelle nous avons abandonné la vieille dénomination de «Tourne» employée par M. LUGEON et J. W. SCHROEDER.

de remonter les pentes herbeuses de la rive gauche: on rejoint le ruisseau à la fin d'un replat morainique, à environ 1500 m. On le suit alors sur une vingtaine de mètres pour atteindre le point du bord inférieur de la carte (fig. 5). (Coordonnées de ce point: Feuille Samoëns 7, 134,360 × 935,040.)

DESCRIPTION

Du point que nous venons d'indiquer, en remontant le ruisseau, on peut observer des affleurements de roches vertes de plusieurs types. Insistons d'emblée sur le fait que, contrairement à ce qui est indiqué sur la carte de J. W. SCHROEDER, le flysch n'est pas du tout visible dans cette région: il ne peut donc pas être en contact avec les roches vertes.

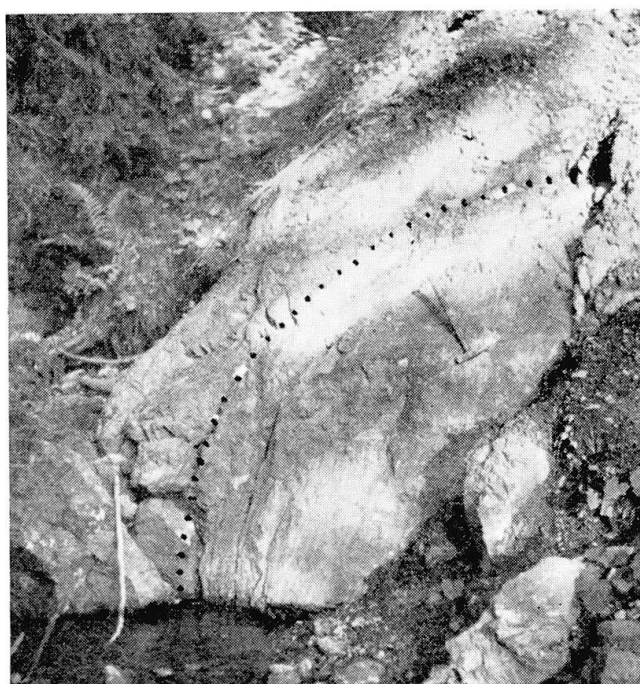


Fig. 6. Le Bartoli.
Ophisphérite cyclopéenne.
La ligne en pointillé sépare le centre de l'ophisphérite (à droite) du bord (à gauche).

Nous allons décrire les types de roches vertes observés en remontant le ruisseau.

Ophisphérite cyclopéenne. (Point 1, fig. 5). Sur la rive gauche du torrent existe un affleurement long de 3 m et haut de 2,50 m, constitué de deux roches différentes. Sur la photo (fig. 6), la limite entre ces deux roches est figurée par le pointillé. Dans la partie centrale, on observe une diabase de couleur vert clair, à grain fin, avec quelques phénocristaux blanchâtres d'albite et des petites vacuoles chloriteuses foncées passant à des taches de forme diffuse. Cette diabase, très tendre, se laisse facilement rayer au couteau et présente une cassure légèrement conchoïdale. La partie centrale est longue de 1,20 m et haute de 1,50 m. Vers le bord,

elle passe sans transition à une roche d'un vert plus foncé, également à grain fin, qui s'écaille fortement.

Au microscope, on note que les deux parties de ce bloc sont constituées par la même diabase albito-chloritique, mais tandis que le centre est intact, le bord est chloritisé. Nous sommes donc en présence d'une ophisphérite de grande taille, véritable ophisphérite cyclopéenne. Pour démontrer rigoureusement la forme d'ophisphérite de ce bloc, il faudrait le dégager complètement.

Serpentine à ophisphérites. Les affleurements suivants, assez mal conservés, sont constitués par de la serpentine qui contient souvent des ophisphérites de taille variable. Parfois, ces ophisphérites sont absentes; elles font alors place à une serpentine massive. C'est le cas de l'affleurement le plus grand de ce groupe, dans lequel a été prélevé l'échantillon qui a servi à l'analyse de la serpentine (point 2). Ailleurs la serpentine est une sorte de bouillie savonneuse au toucher, de laquelle à la pioche on peut extraire des ophisphérites. Celles-ci ont la grosseur d'une orange, mais peuvent atteindre des dimensions plus grandes. Elles affectent alors une forme ovoïde (diamètre atteignant 35 cm). Elles sont constituées par des types assez semblables de diabase à hornblende verte et brune, à grain très fin, vert foncé. Parfois, on observe une serpentine mieux conservée, d'allure conglomératique. On peut isoler des éléments, de forme arrondie: il s'agit encore d'ophisphérites, mais on trouve non moins de roches de même forme entièrement constituées de serpentine.

Serpentine bariolée. Dans la partie supérieure de la carte existent des affleurements de roches d'une grande variété. Ce sont des serpentines bariolées, rouges et vertes, qui montrent parfois une texture orientée d'axe longitudinal sensiblement parallèle au cours du ruisseau. Très irrégulièrement, ces roches se chargent de calcite, devenant de véritables opicalcites. De ces dernières on observe des types de couleur verdâtre (serpentine verte prédominante), ou de couleur rougeâtre (pigments ferrugineux en quantité appréciable), ou encore des types bariolés dérivant de la fusion des deux types ci-dessus. Donner un nom global à toutes ces roches s'avère difficile: celui qui conviendrait le mieux est celui de «levanto», la roche ornementale bien connue de Ligurie, à laquelle elles ressemblent beaucoup.

Au point 3 (voir fig. 5), ces roches délimitent une zone d'ophisphérites. Sur le terrain, ceci se présente d'une façon très curieuse. Au premier abord, on croit observer un filon de diabase, de couleur verte, qui traverse des serpentines bariolées. Vers la base de l'affleurement il a une épaisseur d'environ 60 cm, et il s'amincit progressivement vers le haut où, sur la

rive droite, il n'atteint qu'une épaisseur de 20 cm. Quand on échantillonne ce «filon», on est surpris de constater qu'il se compose d'ophisphérites contiguës, de taille assez grande (diamètre de 25 à 30 cm), formées d'une diabase à hornblende à grain fin. Le contact avec les serpentines bariolées, peu visible, se fait par une petite zone d'une roche verte très décomposée.

Cependant cet affleurement a son importance: il est un de ceux qui montrent que les ophisphérites sont toujours associées d'une façon intime et constante à une roche du groupe des serpentines.

5. Vers le Pré

SITUATION

Deux minuscules lames cristallines sont visibles sur la rive gauche du Torrent du Marderet, au-dessous des chalets du Pré. (Coordonnées: Feuille Samoëns N. 6; 932,900 × 135,800.)

On peut éviter de remonter le Torrent du Marderet à partir du pont des Voleurs, ce qui est malaisé en période de crue: un accès plus commode à ce petit pointement consiste à emprunter le chemin qui rejoint, puis traverse le Torrent du Marderet, en venant des chalets du Grand Pré. A l'endroit où ce chemin atteint le torrent, un petit îlot de flysch argileux, planté de quelques sapins, est visible dans le lit de celui-ci, vers la rive gauche. Là, on traverse le torrent et on arrive à la lame supérieure (voir fig. 9). Sur la carte (fig. 7), nous avons aussi dessiné, à titre d'indication, quelques blocs en conglomérats polygéniques, relativement fréquents dans cette région.

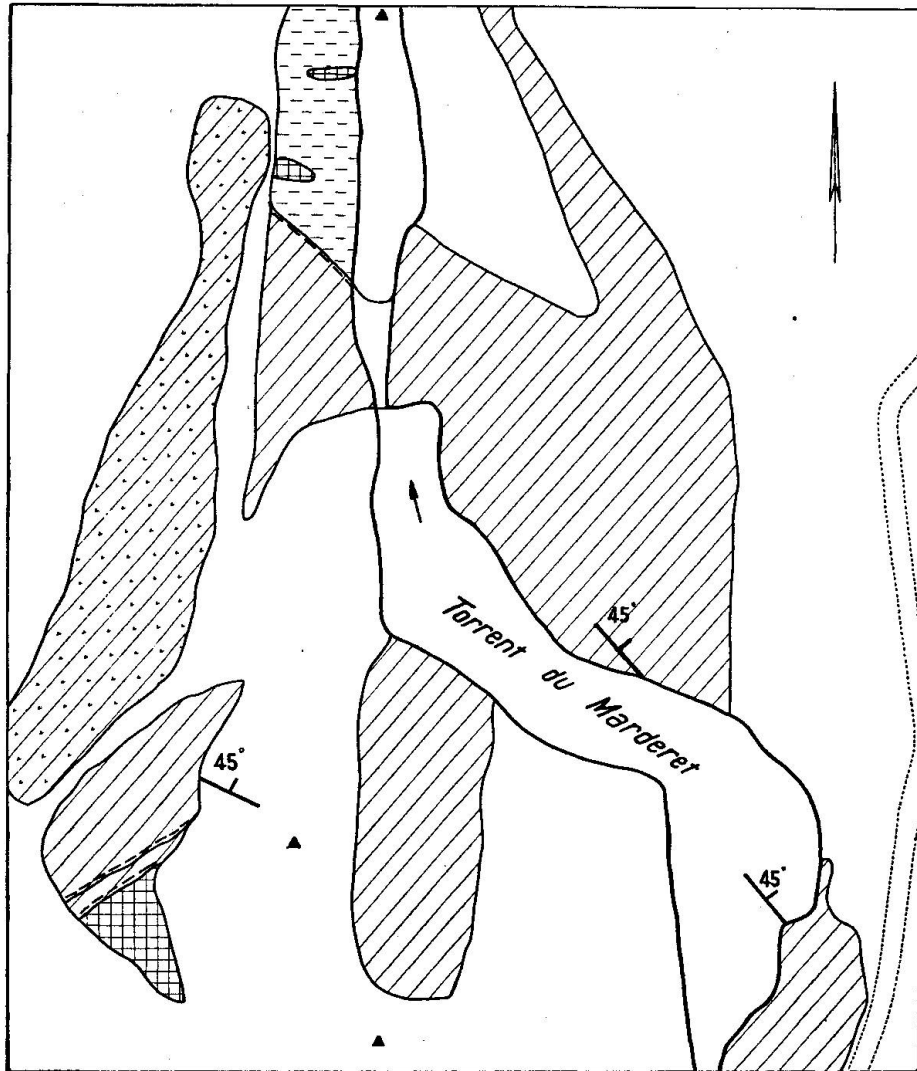
DESCRIPTION

Contrairement à la règle valable pour la région des Gets, ce pointement montre des roches cristallines nettement enrobées par des sédiments du type flysch.

Examinons d'abord la région de la lame inférieure (fig. 8).

Nous sommes en présence d'une formation sédimentaire englobant deux lentilles distinctes, assez grandes, d'une roche cristalline (longueur 2 m et 15 m, largeur 0,5 m et 0,4 m), puis des fragments plus petits de la même roche (par exemple longueur 40 et 20 cm, largeur 20 et 10 cm), ainsi que des débris calcaires de taille plus réduite. Assez jaunâtre à la patine, de cassure vert sale, de grain assez grossier et bien visible, la roche cristalline est composée de quartz et de chlorite. Par endroits, elle affecte exceptionnellement une structure orientée, comme un gneiss. Très souvent elle est parcourue par des veinules de calcite secondaire.

Cette roche a été décrite tantôt comme un granite, tantôt comme un gabbro (?), tantôt comme une serpentine. Nous proposons de l'appeler ophisilice (voir p. 100 et G. ROVERETO, 1939). Si notre tendance est de



0 4 8 12 16 20m.

1 : 400








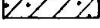
- | | |
|---|----------------------------------|
|  | Chemin |
|  | Faïlle |
|  | Couverture végétale |
|  | Blocs de conglomérat polygénique |
|  | Ophisilice |
|  | Flysch enrobant l'ophisilice |
|  | Flysch argileux |
|  | Flysch argileux tassé sur place |

Fig. 7. Vers le Pré.

l'apparenter au groupe des roches associées aux serpentines, nous reconnaissons cependant qu'on peut la considérer aussi comme un type de granite chloritisé assez particulier. En effet, il est facile de concevoir que, par des phénomènes de convergence, certaines serpentines — elles se chargent de quartz pour des raisons d'ailleurs peu connues — et certains granites chloritisés, peuvent donner naissance à des roches très semblables.



Fig. 8. Vers le Pré. Lentille inférieure d'ophisilice.

A part les lentilles d'ophisilice et les éléments plus petits de la même roche, cette formation contient de nombreux petits éléments arrondis de calcaires fins, de la grosseur d'un poing, à patine jaune et à cassure grise.

Les sédiments encaissant les roches décrites ci-dessus sont constitués par un mélange de calcaire argileux et d'argilites noirâtres; ces dernières se disposent parfois en traînées allongées, très irrégulières, pouvant atteindre 3 mètres, larges au maximum de 0,3 m, et s'effilant aux extrémités. Il est intéressant de remarquer que des mesures de plongement et de direction sont impossibles dans cette formation, bien que dans l'ensemble on ait l'impression que la direction générale est sensiblement parallèle à l'allongement des deux lentilles d'ophisilice.

Une faille, peu accusée, sépare cette formation du flysch argileux, bien représenté sur notre carte: il est formé d'une alternance de couches très minces, de l'ordre du centimètre, d'argilites très fines, noirâtres, et de calcaires argileux bruns, dans lesquels des mesures de plongement et de direction sont très aisées.

L'ophisilice est toujours entourée par une mince pellicule argileuse. Il est difficile d'établir si les deux lentilles de cette roche sont situées dans



Fig. 9. Vers le Pré. Lentille supérieure d'ophisilice.

Tout à droite: flysch argileux à fort plongement.

Vers le milieu: flysch argileux à faible plongement, gauchi par la faille.

A partir du milieu, et vers la gauche (partie claire): mélange d'ophisilice et de calcaires fins.

les sédiments encaissants d'une façon concordante. Il semble bien que le sens de l'allongement des lentilles est sensiblement parallèle à la direction des sédiments qui les entourent.

Sur la rive droite, en face de la région inférieure des lentilles, on observe aussi de petits éléments arrondis d'ophisilice et de calcaires fins enrobés dans des argilites. A cet endroit les observations de détail sont toutefois malaisées.

La lame supérieure (fig. 9), moins bien visible, est constituée par un

mélange d'ophisilice et de calcaires fins, avec de nombreuses veinules de calcite secondaire; les argilites y jouent un rôle secondaire. Une faille bien accusée sépare aussi cette lame du flysch argileux: il est possible qu'il s'agisse d'une écaille indépendante entourée de flysch argileux.

De la description de ce pointement il ressort que le flysch, qui enrobe l'ophisilice, diffère du flysch argileux «normal», représenté largement dans cette région. Il est regrettable que l'absence de macro- et de microfossiles ne nous permette pas de dater ces formations. Il est d'autre part difficile de tirer des conclusions générales des diversités lithologiques des deux types de sédiments que nous avons décrits. Ainsi nous ne pouvons pas trancher la question de savoir si ces ophisilices, entourées de leurs sédiments, se trouvent sous forme d'écailles dans le flysch argileux. Cette hypothèse est permise, mais ne peut être démontrée.

6. Torrent du Marderet

Les alluvions du lit du Torrent du Marderet, entre le Pont des Voleurs et la région de Vers le Pré (voir p. 27), et même celles situées à une cinquantaine de mètres à l'amont de cette région sont composées en grande partie de roches appartenant à la nappe de la Brèche, les termes gréseux de son flysch étant les plus fréquents. Des blocs de sédiments helvétiques (généralement des calcaires fossilifères), d'origine glaciaire, n'y sont pas rares. Enfin, on trouve aussi des blocs constitués par des roches cristallines composites, en partie ophiolitiques. Ces blocs se classent d'après leur origine en deux catégories:

1. Blocs provenant de l'érosion d'affleurements de type connu

Dans cette catégorie il faut ranger des brèches typiques d'éclatement à ciment hématitique et chloritique. Ces roches peuvent provenir en partie des affleurements de la région de la Rosière. Nous ne nous en occuperons donc pas d'une façon particulière.

2. Blocs provenant de l'érosion d'affleurements totalement inconnus

Dans cette catégorie, on peut ranger les roches des types suivants:

- a) Conglomérats à éléments ophiolitiques et granitiques.
- b) Conglomérats à éléments ophiolitiques, granitiques et sédimentaires (conglomérats polygéniques, voir p. 95).
- c) Ophicalcite à éléments de diabase chloritisée. Dans un fond d'ophicalcite à patine brun clair, on observe des éléments vert foncé, assez fréquents, de dimensions pouvant varier de celle d'une noix à celle d'une

tête: il s'agit de diabases complètement chloritisées. La même roche s'observe aussi, mais d'une façon beaucoup moins visible, au Crêtet (voir p. 63). Nous avons là une preuve supplémentaire de l'association des diabases chloritisées avec les roches associées aux serpentines. Ces blocs sont très rares.

d) Arkoses. A l'amont de la région des lames cristallines de Vers le Pré, nous avons trouvé quelques blocs assez rares constitués par un conglomérat à éléments d'allure gneissique, de couleur grise, de taille assez variable. Ces éléments sont généralement petits (taille d'une noix à une pomme), mais atteignent parfois la grosseur d'une tête. Il est difficile de se prononcer sur l'origine exacte de ces roches. Sous le microscope elles rassemblent par certains caractères (biotite s'altérant en vermiculite) aux arkoses des Lanches; macroscopiquement elles en diffèrent passablement. Il se pourrait donc qu'elles dérivent par érosion d'un affleurement actuellement inconnu, analogue à celui des Lanches. Toutefois, il n'est pas exclu que l'on soit en présence de blocs glaciaires, provenant du massif des Aiguilles Rouges. Cette hypothèse est difficile à vérifier car on connaît assez mal les roches, très variées, qui composent ce massif.

7. Les Lanches

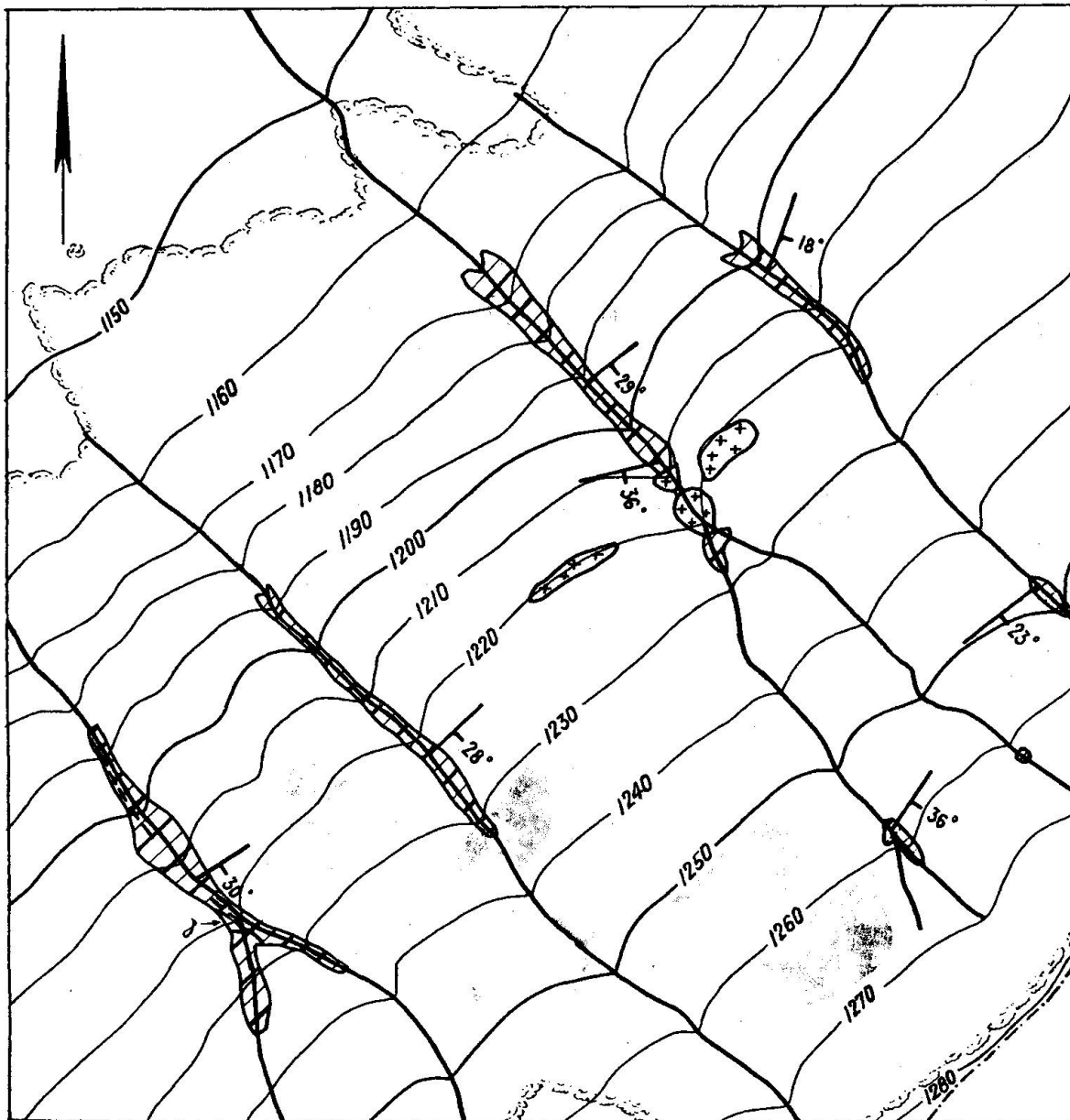
SITUATION

Dans le bois des Lanches, en face du hameau des Perrières, sont situées des lames de granite (voir fig. 10). Il est difficile d'en indiquer les coordonnées exactes. Pour les retrouver, il faut remonter l'un ou l'autre des petits torrents qui traversent la forêt, dans la région du point 1150,8 (coordonnées: Feuille Samoëns 7; 136,490 × 933,580). Ces petits torrents quittent la forêt 50 m environ à droite d'un endroit assez évident, où les sapins sont plus clairsemés. D'après les renseignements pris, il ressort que la forme des forêts dans la région des Gets reste très stable au cours des années.

Les affleurements se trouvent à peu près à la cote 1220 m (voir fig. 10); au-dessus d'eux la déclivité de la pente diminue de sorte que, pour les trouver, il suffit de se déplacer latéralement à la hauteur de ce changement de déclivité.

DESCRIPTION

Le granite du bois des Lanches est connu depuis longtemps (TAVERNIER, 1888): il a même été exploité en carrière lors de la construction de la route nationale des Gets, à la fin du siècle dernier. Au-dessous du granite affleure dans les torrents une formation que J. W. SCHROEDER a assimilée aux calcaires du flysch de la Brèche. En réalité, ces roches



0 20 40 60 80 100m.

1 : 2000

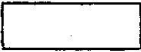




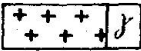
- | | | | |
|---|---------------------|--|---------|
|  | Couverture végétale |  | Sentier |
|  | Flysch calcaire |  | Faille |
|  | Flysch gréseux | | |
|  | Arkose et granite | | |

Fig. 10. Les Lanches.

diffèrent passablement des calcaires typiques du flysch décrits par cet auteur: il s'agit ici d'une série de schistes fins, plus ou moins calcaires, dans lesquels sont intercalées de petites lentilles calcaires pouvant atteindre parfois quelques dizaines de centimètres d'épaisseur. Il faut remarquer que ces calcaires ne constituent jamais des couches continues mais se présentent nettement sous forme de lentilles très allongées. Cette formation n'est pas diaclasée, sauf au contact avec le granite, où la calcite se présente en masses considérables. Entre sédiments et granite, lors de la mise en place du complexe, il y a eu sans doute un frottement considérable: la dureté différente des deux termes explique aisément ce phénomène.

Au-dessus des lames granitiques, les sédiments sont assez variables: on voit, mais malheureusement pas en contact avec le granite, des grès brunâtres fins, bien lités, se débitant en plaques, qui alternent avec des grès un peu plus grossiers. La consistance des sédiments au-dessous et au-dessus du granite, ainsi que la présence de celui-ci, expliquent probablement la rupture de pente très nette.

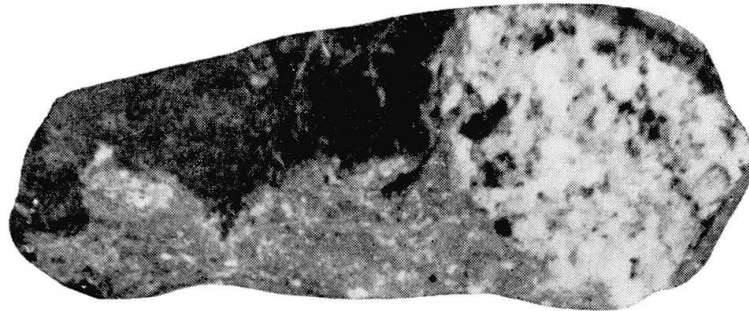


Fig. 11. Intrusion diabasique dans l'arkose (les Lanches). L'arkose (roche gris-clair, en bas), englobe un élément granitique (à droite). En haut, la diabase intrusive (roche foncée). Grandeur naturelle.

Le granite apparaît très altéré: dans le torrent oriental où il affleure, existent deux lames distinctes, séparées par une mince couche schisteuse. La lame inférieure est formée d'une roche à allure granitique; la lame supérieure, par contre, plus importante, épaisse d'une dizaine de mètres, se présente comme une roche assez curieuse, de couleur brun-vert, schisteuse et conglomératique. Parfois, on y retrouve des petits galets granitiques; ailleurs, on relève des zones à traînées d'allure granitique. Nous avons échantillonné avec soin cette lame afin de nous rendre compte si cette roche était une mylonite ou une arkose. Il s'agit en effet d'une arkose,

différant peu de celle des Pentes du Bouvier, ne présentant aucune trace de mylonitisation. A un endroit nous avons pu observer, à l'échelle de l'échantillon, une intrusion diabasique: sur le terrain ce phénomène doit être très rare, en tout cas presque invisible (voir fig. 11). Cette intrusion diabasique nous montre l'analogie entre l'arkose des Pentes du Bouvier et celle des Lanches.

Sur la rive droite du torrent, nous avons noté encore un affleurement granitique: il s'agit de la vieille carrière abandonnée. Mais même dans celle-ci les termes arkosiques prédominent largement sur les types de roche franchement granitiques.

Dans le torrent oriental, sur notre carte, affleure encore une petite lame de granite leucocrate à grain grossier. A remarquer que dans celle-ci la roche est assez fraîche, bien que la masse de granite soit très petite si on la compare avec celles décrites précédemment. En plus, une faille sensiblement verticale passe tout près de l'affleurement. C'est ici que nous avons prélevé un échantillon pour l'analyse (voir p. 69).

Dans la partie inférieure de ce ruisseau, des schistes rouges et verts (flysch IV de J. W. SCHROEDER), sont pincés sur une largeur d'un mètre entre les deux bords de la faille dessinée sur la carte.

De l'étude des affleurements du bois des Lanches, il faut retenir les points suivants:

1. Le granite est presque entièrement transformé en arkose, encore plus complètement qu'aux Pentes du Bouvier.
2. Grâce à un échantillonnage serré, nous avons pu démontrer l'existence, dans des arkoses, d'une intrusion diabasique qui sur le terrain est à peu près invisible. Encore une fois, on peut conclure à une analogie avec les formations correspondantes des Pentes du Bouvier.
3. Au-dessous du granite, enveloppant celui-ci, nous constatons la présence d'une formation qui diffère des calcaires du flysch, définis par J. W. SCHROEDER. Pour le moment son appartenance au flysch de la Brèche n'est pas prouvée: M. LUGEON (1895, p. 34) était déjà embarrassé pour attribuer ce sédiment dépourvu de fossiles à un ensemble connu.
4. Si toutefois l'on admet que cette roche soit un faciès un peu aberrant des calcaires du flysch de la nappe de la Brèche, on ne peut plus affirmer, comme le fait J. W. SCHROEDER, que toutes les roches cristallines se trouvent enrobées à la base de celui-ci. Rappelons en effet que ce flysch débute par son faciès argileux (flysch I).

8. La Mouille Ronde

SITUATION

Les roches ophiolitiques de la Mouille Ronde se trouvent dans la partie supérieure du Torrent Arpettaz qui coule dans la vallée entre la Turche et les Chavannes. On les découvre à la cote 1400 m (coordonnées: Feuille Samoëns 7; 135,480 × 935,720), à l'endroit où deux torrents confluent, et on les retrouve environ jusqu'à la cote 1500 m (voir planche II). De cet endroit elles sont distantes d'un km, à vol d'oiseau, des coulées du Vuargne, mais ne présentent aucune liaison visible avec celles-ci. En montant vers ce pointement à partir du Col des Gets, on commence à observer, peu après les chalets de la Mouille Ronde, des débris de roches éruptives dans les lits des torrents que nous avons tous remontés, sans trouver de la roche éruptive en place; il s'agit donc de fragments inclus dans des formations quaternaires, probablement morainiques.

DESCRIPTION

Le pointement de la Mouille Ronde est constitué par un assemblage de roches assez disparates, dont les relations sont peu visibles sur le terrain; nous les décrivons donc séparément.

a) Roches sédimentaires

Flysch. Dans la région de la Mouille Ronde affleurent deux types de flysch, le flysch argileux (flysch I de J. W. SCHROEDER) et le flysch gréseux (flysch V). Ils ne sont jamais en contact direct avec les roches ophiolitiques; dans le torrent de droite, une faille sépare les grès des diabases. Il faut insister sur ce fait: aucune observation de terrain ne permet de conclure que les roches ophiolitiques sont enrobées dans le flysch. Et dans celui-ci, notamment dans les termes gréseux, on ne relève jamais de débris provenant des roches ophiolitiques. Malgré les recherches patientes de nombreux auteurs (M. LUGEON, L. MORET, J. W. SCHROEDER), il n'a jamais été possible de retrouver une liaison lithologique quelconque entre ces deux formations.

Le flysch argileux est constitué par des argilites noires, luisantes, souvent chiffonnées. Aucune trace de microorganismes.

Le flysch gréseux se compose de grès fin à moyen, à ciment calcaire en bancs épais de 10 à 15 cm, alternant régulièrement avec des argilites noires, dans lesquelles des traces de reptation (pistes de vers?) ne sont pas rares. Il existe aussi des grès massifs, en bancs larges de 12 cm, sans trace de litage. Ces grès séricitiques, à grain de quartz très anguleux, contiennent de rares débris de microforaminifères indéfinissables.

Calcaires fins. Ces roches se trouvent intercalées entre les ophicalcites de la partie supérieure de la carte. Il s'agit de calcaires fins, à patine

grise ou jaune, bleu-gris à la cassure, disposés en couches de quelques centimètres, bien lités, alternant avec des couches argileuses, légèrement micacées. Dans ces calcaires, la calcite présente un début de néocrystallisation et se distribue uniformément dans la masse en petits noyaux. Aucune trace de microorganismes.

Tandis que les termes du flysch plongent vers le N, ces calcaires plongent nettement vers le S. De prime abord, il semble normal de ranger ces formations dans les termes calcaires du flysch de la nappe de la Brèche (flysch III de J. W. SCHROEDER). Restant plus prudent, et, sans trancher définitivement cette question, nous hésitons à attribuer ces calcaires à ce même flysch, les considérant comme des sédiments accompagnant les ophiolites. On les retrouve sous forme d'éléments dans les conglomérats polygéniques du Marderet (voir p. 31), où, fait remarquable, tous les autres termes du flysch de la Brèche font totalement défaut.

Argilites. M. LUGEON (1895) a déjà relevé ces roches dans les affleurements 3 et 4; il les décrivait comme des «schistes lie de vin». Nous en avons trouvé de nouveaux affleurements dans la région du point 5 et au SW de celui-ci où l'on y voit une intrusion de diabases. Enfin, elles existent sous forme de minuscules débris dans la brèche ophiolitique du point 2.

En général, elles sont d'une couleur rouge foncé, à grain fin, assez dures. Elles passent insensiblement à des termes bleuâtres, puis noirâtres au SW du point 5, et ressemblent alors aux argilites du Torrent des Bounaz (p. 20). En 3 seulement elles sont régulièrement litées, en bancs de 5 à 10 cm.

Les directions du flysch et des argilites sont à peu près perpendiculaires.

En 4 (fig. 12) il faut les considérer comme une lentille incluse dans les gabbros. Ceux-ci deviennent très fins, environ un mètre à partir du contact, de sorte que le contact proprement dit se fait entre diabases et argilites. En coupe mince ces deux roches se révèlent assez riches en calcite. Le contact argilite-diabase, toujours très net, semble exclure l'hypothèse d'une roche sédimentaire postérieure à la mise en place des roches ophiolitiques.

L'étude microscopique des argilites est rendue très difficile par le fait que les éléments qui la composent sont à la limite de la visibilité optique. Sur un fond submicroscopique teinté de pigments rouges, probablement ferrugineux, on observe des grains extrêmement petits, probablement constitués surtout par du quartz et par un peu d'albite. Dans certains cas on constate une abondance de grains de leucoxène, qui par endroits

sont masqués par la pigmentation intense de la roche. Nous n'avons jamais relevé avec certitude la présence de microorganismes.

b) Roches éruptives

Roches basiques (Spilites)

Diabase intersertale. A la Mouille Ronde affleurent les diabases intersertales les plus typiques de la région des Gets. De couleur vert franc, elles sont assez compactes et très fraîches; leur structure caractéristique est nette à la loupe. L'affleurement 1 présente un certain intérêt du point de vue morphologique. En effet, il semble à première vue que l'on soit en présence d'un dyke mis à jour par l'érosion plus rapide des roches encaissantes. En réalité, aucune observation de terrain, si minutieuse fût-elle à cet endroit, ne nous a apporté des preuves, en faveur de l'hypothèse d'un dyke⁷⁾. Au point 12 (voir fig. 13), la diabase est chloritisée; nous reviendrons sur ce point lors de la description des serpentines.

Diabase porphyrique. Ces roches se trouvent surtout dans l'affleurement 11, où elles sont partiellement en contact avec les diabases intersertales (point 10). La pâte est la même, mais on constate la présence de jolis phénocristaux allongés d'albite. Le contact entre ces deux types de diabase est difficile à observer, mais à plus d'un endroit on voit la diabase porphyrique se mouler sur des bosses irrégulières de la diabase intersertale. Nous avons l'impression que les diabases porphyriques sont en quelque sorte le produit d'un «accident» local du magma diabasique.

*Gabbro*⁸⁾. Cette roche est représentée principalement dans la partie tout à fait inférieure de la carte, où elle affleure dans le lit des deux torrents qui se rejoignent à la cote 1.400 m. On observe la même roche un peu au-dessus du point 9, mais les conditions d'affleurement y sont très mauvaises. Enfin nous avons retrouvé un type de gabbro un peu différent sous forme d'élément d'une brèche ophiolitique.

Ce gabbro est une roche grenue, avec des cristaux de hornblende brune, d'aspect noirâtre, qui parfois peuvent atteindre une longueur

⁷⁾ D'une façon générale les roches cristallines de la région des Gets, souvent sensiblement plus dures que le flysch environnant, influencent rarement le relief topographique.

⁸⁾ Nous convenons qu'il est incorrect, du point de vue de la classification pétrographique courante, d'appeler gabbro une roche grenue à albite. Cependant, le faciès typiquement gabbroïque de cette roche, d'une part, et l'usage qui s'est établi de l'appeler ainsi (voir par exemple H. P. CORNELIUS, 1935), d'autre part, nous semblent des facteurs déterminants pour continuer à employer ce terme.

d'une dizaine de centimètres. Sa couleur est fonction de la teneur en albite. Ces variations dans la teneur d'albite sont assez fréquentes à l'échelle du mètre; très souvent une texture en traînées (Schlieren des auteurs allemands) est bien visible. Des filonnets d'épidote, de couleur vert clair, traversent parfois la roche, et des diaclases, assez rares, sont aussi envahies par ce minéral d'allure nettement secondaire. Dans la partie inférieure du torrent de droite, on observe quelques jolis miroirs de faille.



Fig. 12. Enclave d'argilite rouge dans le gabbro. (La Mouille Ronde, point 4).

Le passage des types grenus à des types plus fins, même diabasiques, est difficile à saisir. Il s'effectue par exemple dans la zone de la grande inclusion d'argilites rouges (point 4, fig. 12). Aussi on remarque difficilement sur le terrain que le gabbro, bréchiforme à l'échelle de l'affleurement, est formé par des masses cimentées par des termes plus fins, diabasiques, que l'on prend à tort pour des filons intrusifs.

Nous ne croyons pas qu'il soit possible d'assimiler ce gabbro à une roche profonde. Dans le groupe des spilites, auquel il appartient, il semble difficile, voir impossible de classer génétiquement les roches d'après leur texture. Nous penchons à considérer ce gabbro comme un «accident» grenu et local du magma diabasique, éventuellement en liaison avec des actions plus marquées de minéralisateurs. Au Mont Genève, un gabbro dont on doit souligner la grande analogie avec celui-ci, se trouve très près

des épanchements diabasiques sous-marins (pillow lavas), sans que l'on puisse expliquer ce voisinage par des phénomènes tectoniques.

Mentionnons enfin que le gabbro spilitique de la Mouille Ronde est un des plus jolis affleurements de cette roche connus dans les Alpes, la région du Mont Genève mise à part.

Roches ultrabasiqes (serpentine et roches connexes)

Serpentine. Dans la région de la Mouille Ronde, la serpentine se présente sous deux aspects distincts. D'une part on a des affleurements constitués par une serpentine grenue, vert foncé, dure et bien conservée, et d'autre part il existe des zones faites d'une sorte d'arène serpentineuse imprégnée d'eau, presque meuble, dans laquelle on enfonce légèrement. Le premier type est le moins bien représenté: on le trouve surtout dans la partie tout à fait supérieure de la carte, au voisinage des ophicalcites. Dans le deuxième type il faut toujours soupçonner la présence d'ophisphérites: on en trouve rarement. La région de la Mouille Ronde n'est donc pas favorable à l'étude de ces roches, mais leur présence est d'une grande importance, puisqu'elle nous indique que les phénomènes de chloritisation sont la règle générale dans les zones ultrabasiqes de la région des Gets. Un terme intermédiaire entre ces deux types de serpentine très différents, se trouve dans une épaule rocheuse visible de loin (point 13, fig. 13). La serpentine



Fig. 13. Epaule de serpentine (roche foncée, à droite) et de diabase chloritisée (roche claire, à gauche). (La Mouille Ronde, points 12 et 13).

qui la constitue semble tout à fait normale, grenue, et seulement un peu altérée à la surface. Si on l'échantillonne avec soin, on trouve parfois des masses sphéroïdales, assez grandes (diamètre jusqu'à 40 cm), constituées par une roche d'un vert beaucoup moins foncé, assez dures. Au microscope cette roche se révèle être une diabase intersertale chloritisée. Cette épaulement de serpentine est en contact avec une diabase vert foncé (point 12), très altérée, d'aspect grumeleux, également chloritisée, et microscopiquement identique à celle que nous venons de décrire.

Dans cette région se trouve donc une masse de serpentine avec des témoins de diabase chloritisée, en contact avec une masse de la même diabase également chloritisée. Par conséquent, de fortes présomptions existent en faveur d'une serpentinitisation graduelle des diabases. Le contact entre serpentine et diabase est malheureusement très altéré, et impossible à étudier. Peut-on le considérer comme le front de serpentinitisation ? Il est évident que ce problème très délicat ne peut trouver sa solution dans un petit affleurement assez mal conservé dans son ensemble ; néanmoins nous avons voulu indiquer le mode de genèse le plus vraisemblable de ces roches.

Au point 8, un petit bloc apparemment fait de serpentine, posé sur une arène serpentineuse très décomposée, a attiré notre attention. Il s'agissait d'une brèche diabasique chloritisée avec de singuliers nodules zoisitiques (voir p. 123).

Un des modes d'altération de la serpentine, surtout du type normal, est la transformation locale en une matière talqueuse, gris vert, très tendre. On observe des nids de cette substance, longs de 10 cm à 20 cm, entourés par une serpentine déjà très altérée et réduite à un état pâteux⁹⁾.

Serpentine bariolée. Nous avons décrit cette roche de couleur rouge et verte dans la région du Bartoli (voir p. 100). A la Mouille Ronde, elle joue un rôle secondaire et se trouve seulement dans un petit affleurement (point 6).

Ophicalcite. Ces roches sont visibles surtout dans la partie tout à fait supérieure de notre carte, où elles passent aux serpentines normales ; malheureusement l'état de l'affleurement ne permet pas une étude détaillée de ce passage. On les retrouve aussi au point 14, prises dans une petite charnière anticlinale dans des argilites noirâtres fines. Il s'agit de roches de couleur vert clair, de patine jaune en surface. Elles sont faites

⁹⁾ Les bergers de la région des Gets connaissant très bien les emplacements de ce type de talc, qu'ils appellent « craie des montagnes ». Leurs indications nous ont été souvent très utiles.

de chlorite et de calcite, sans structure bien définie. Parfois, le quartz prend la place de la calcite; on obtient alors des ophisilices. La genèse de telles roches pose des problèmes très difficiles, déjà discutés en théorie par H. P. CORNELIUS (1935).

Roches composites (Brèches ophiolitiques)

Dans la région de la Mouille Ronde, les roches composites affleurent à plusieurs endroits. Nous les décrivons séparément.

La brèche ophiolitique du point 2 était déjà connue par M. LUGEON. Sur sa carte, J. W. SCHROEDER en fait un affleurement distinct de celui de la Mouille Ronde. Cette roche apparaît comme un mur long de 12 m, haut de 3 m, sans contact avec les roches du voisinage. Elle est recouverte d'une mince couche de petits lichens. On y distingue des éléments sub-anguleux et arrondis de plusieurs types de diabase, de gabbro et, plus rarement, d'albitite. On ne peut déceler aucune tendance à une stratification. Le ciment qui lie ces éléments est une pâte diabasique, peu visible à l'œil nu. Dans ce ciment, on observe souvent des petits fragments et des traînées couleur «lie de vin», qui sont des argilites rouges. Leur existence dans le ciment de cette brèche a une certaine importance, car elle prouve la liaison intime des argilites avec les roches ophiolitiques. Par contre, on n'a pas pu trouver dans cette brèche le plus petit débris d'un des types du flysch de la nappe de la Brèche, pas plus, d'ailleurs, que des éléments empruntés à des laves en coussins.

Les conditions d'affleurement au point 5 sont très mauvaises. Dans une série de blocs tassés sur place, on suit difficilement le passage d'une argilite rouge à une brèche diabasique à ciment argilitique. Il semble donc que la diabase ait fait intrusion dans les argilites.

Pour le point 7, le terme d'affleurement est très exagéré, puisqu'il ne s'agit que d'un bloc haut d'1 m posé sur le pré. Ce bloc est constitué par une brèche ophiolitique analogue à celle du point 2; nous avons eu la chance d'en isoler un élément gros comme un poing, formé d'une vraie lave spilitique à phénocristaux de hornblende (voir p. 89, fig. 28). Cette roche est très rare, nous n'en avons trouvé aucune indication dans la littérature. Précisons qu'elle ne présente aucune analogie avec les roches qui constituent les coulées sous-marines du Vuargne.

Au point 9 enfin, on n'observe que les éléments dérivant d'une brèche ophiolitique; le ciment a complètement disparu en suite de l'altération superficielle. A côté de diabases d'un type assez courant, nous y avons relevé les éléments suivants curieux: gabbros spilitiques à diallage ouralitisée, tufs spilitiques plus ou moins bien formés, et un élément d'albitite

très semblable à celle qui constitue le centre de l'ophisphérite albitique décrite au Crêt (p. 98; pour la description des différents éléments, voir p. 120).

9. La Brèche du Crêt

Dans un torrent affluent de la Valentine, au-dessous des chalets du Crêt, J. W. SCHROEDER avait signalé des débris d'une brèche à éléments cristallins. Nous en avons retrouvé l'affleurement sur la rive droite de ce torrent.

SITUATION

On peut visiter cet affleurement en même temps que ceux du Vuargne. Il se trouve à une dizaine de minutes en contre-bas des chalets du Crêt (1609,1 m), sur la rive droite du premier torrent coulant à l'Ouest de ceux-ci. Pour le retrouver on peut descendre le torrent en partant de l'endroit où le chemin, montant de Verchaix, le traverse. (Coordonnées de ce point: Feuille Samoëns 7, 134,420 × 936,440, altitude 1560 m.) On descend ce torrent jusqu'à un grand bloc éboulé de calcaire en plaquettes. A cet endroit, sur la rive droite, on observe une falaise constituée par la même roche, haute d'environ 6 m. En la suivant à flanc, on arrive au début de l'affleurement de la brèche à éléments cristallins: la falaise est alors haute seulement de 3 m et se trouve à 6 m au-dessus du lit du torrent. Ce point se trouve à une centaine de mètres à partir du point d'intersection du torrent et du sentier.

DESCRIPTION

A partir du point décrit (terminaison N), de la brèche du Crêt forme un banc presque continu, faiblement incliné, qui court en écharpe dans la forêt, sur une longueur totale d'environ 150 m. La terminaison Sud se trouve de nouveau assez près du chemin qui monte de Verchaix, tout en haut d'un pré très incliné, à la base duquel J. W. SCHROEDER avait déjà trouvé les débris de cette formation.

La brèche cristalline peut s'observer assez bien dans le premier point décrit (terminaison N). Il semble que l'on peut déceler une tendance à un classement, en partant des termes plus grossiers de la base. Les éléments, sub-anguleux ou émoussés, de taille variant généralement entre celle d'une tête et celle d'une orange, sont pris dans un ciment argileux noirâtre. Il existe aussi, surtout vers le haut, des termes micro-bréchiques dans lesquels les éléments ont la taille d'un petit pois. Les éléments de cette brèche sont des schistes cristallins, soit moins fréquemment des roches sédimentaires. Il est important de signaler qu'il nous a été impossible de retrouver un seul élément appartenant aux

roches ophiolitiques ou même aux roches acides (granites, arkoses), décrites dans les pointements de la région des Gets.

Parmi les roches cristallines qui composent cette brèche, citons des gneiss peu métamorphiques (épizonaux), très fréquents, des roches grenues rappelant des euphotides, et assez rarement des roches de couleur verte à grain fin, que l'on peut ranger dans les roches filoniennes d'âge hercynien. Les roches sédimentaires sont assez variées: calcaires dolomitiques, quartzites grises, calcaires recristallisés passant à des véritables marbres, calcaires cryptocristallins à microcristallins avec d'anciens débris d'organismes recristallisés, cherts provenant de l'épigénie de calcaires zoogènes, avec des traces d'organismes transformés en aggrégats de calcédoine fibreuse, etc.

Si l'on veut se faire une idée approximative des conditions de formation de cette brèche, il est raisonnable de penser aux dépôts détritiques grossiers d'un torrent de montagne. Cette région d'accumulation était formée de schistes cristallins et d'éléments triasiques.

La limite inférieure de la brèche à éléments cristallins n'est visible nulle part. Elle ne doit guère se prolonger vers le bas, car elle serait alors mieux marquée dans le relief.

Vers le haut, la brèche est constamment limitée par des argilites noirâtres, assez fines, parfois un peu calcaires. Ces argilites, souvent cachées par la végétation, ont une épaisseur variable (de quelques dm à 2,50 m). Le passage de la brèche aux argilites est brusque. Vers le haut de la formation, les argilites deviennent toujours plus calcaires et passent, sur une épaisseur d'un demi mètre, à des calcaires gris, fins, se débitant en plaquettes, en couches d'un à deux cm, séparées par des intercalations argileuses très minces. Ces calcaires ressemblent passablement à certains calcaires néocomiens par lesquels se termine souvent la formation de la Brèche supérieure, mais avec cette différence qu'ils ne contiennent jamais de silixites. Malheureusement ils semblent être azoïques. Leur épaisseur est inconnue, puisque leur sommet et leurs relations avec des autres roches avoisinantes ne sont pas visibles.

L'épaisseur de la brèche du Crôt ne peut pas être mesurée avec précision, car sa base n'est pas visible. Si l'on admet qu'elle débute à peu près à l'endroit où l'on commence à la voir à sa base, on peut estimer son épaisseur à environ 12 à 15 m.

Il est intéressant de retenir qu'à sa limite supérieure — celle que nous avons décrit en premier lieu — la brèche à éléments cristallins passe aussi latéralement aux calcaires en plaquettes. Aucune observation de terrain ne permet de reconnaître un contact d'ordre tectonique. Ce

que l'on voit de ces formations permet de conclure que la brèche du Crôt est une sorte de grande poche à allure fortement détritique, enrobée vers le haut et latéralement dans des calcaires fins à plaquettes.

La brèche du Crôt a été trouvée seulement à l'endroit décrit et sous les effusions diabasiques du Vuargne, où elle se présente sous un volume plus réduit. Nous savons que, comme au Crôt, elle est accompagnée à cet endroit d'une petite masse de calcaires en plaquettes dont nous ne pouvons affirmer, faute d'une preuve quelconque, qu'il s'agit de formations d'âge néocomien.

Que penser de cette formation? L'exiguïté des affleurements doit nous inciter à une grande prudence. Soulignons néanmoins un fait qui nous semble définitivement acquis: la brèche du Crôt n'a aucune parenté avec les brèches à éléments ophiolitiques et parfois granitiques de la région des Gets. S'agit-il d'un épisode local de la Brèche supérieure? C'est une possibilité à ne pas exclure, tout en remarquant que cette formation se trouve toujours à proximité immédiate des diabases. La chose est bien visible au Vuargne et au Crôt, où la distance entre les dernières lentilles diabasiques (près des chalets du Crôt, sur le chemin inférieur qui part vers le Col de Jouplane mais qui ne continue pas) et l'affleurement plus important de la brèche, est très petite.

En excursion dans la région, M. SCHNEEGANS avait signalé l'analogie de la brèche du Crôt (J. W. SCHROEDER, p. 75) avec celle de la Butte aux Galets dans la quatrième écaille de Terminer, au-dessus de Briançon. Nous avons visité cette région et nous ne pouvons que souscrire à l'opinion du brillant géologue français, prématurément disparu.

En définitive, nous pouvons résumer notre pensée comme suit:

1. Brèche du Crôt et complexe d'ophiolites n'ont aucune liaison.
2. L'appartenance de cette formation à la nappe de la Brèche est possible, mais non démontrée.
3. Nous croyons être en présence d'une écaille autonome, à laquelle appartiennent la brèche aux éléments cristallins, des argilites noires, et des calcaires en plaquettes. Cependant cette écaille est trop peu représentée pour que nous essayions de lui attribuer un sens précis dans la tectonique de la région des Gets.

10. Le Vuargne

SITUATION

Entre le Col de Jouplane et les chalets du Crôt, alpage communal de Verchaix, se dresse une longue crête parfois escarpée, culminant à 1825,6 m. (Coordonnées

du point culminant: Feuille Samoëns 7, 134,920 × 937,220.) Sur les nouvelles cartes elle est indiquée sous le nom «Le Ranfolly», tandis que les habitants des Gets l'appellent de préférence «le Verchaix» ou «le Vuargne». Pour des raisons pratiques nous proposons de garder la dénomination «le Vuargne» employée par J. W. SCHROEDER.

Pour étudier la partie intéressante de la paroi située à proximité du Col de Jouplane, il faut se rendre aux chalets du Crôt et monter une vingtaine de mètres au-dessus de ceux-ci. On rejoint ainsi un chemin qui longe la paroi par le bas et aboutit dans la région du Col de Jouplane.

Déjà M. LUGEON avait remarqué au pied de cette crête des éboulis de diabase. Mais on doit à J. W. SCHROEDER la découverte de véritables coulées sous-marines. Si l'on fait abstraction de travaux plus anciens et partiellement tombés dans l'oubli (G. A. J. COLE et J. W. GREGORY, 1890), on peut même dire que c'est à cet endroit que de véritables épanchements diabasiques sous-marins ont été décrits pour la première fois dans la chaîne alpine. C'est pourquoi cette découverte a eu une portée considérable; elle a donné en outre un essor nouveau à l'étude des grès de Taveyannaz (M. VUAGNAT, 1943, 1952).

Il a semblé nécessaire d'entreprendre une étude détaillée de cette zone; nous avons pu le faire à l'aide de photographies panoramiques de la face S.

DESCRIPTION

Le panorama photographique (planche III), délimite la partie la plus intéressante de l'affleurement des roches diabasiques. Entre sa terminaison orientale et les chalets du Crôt, il existe encore quelques petites lentilles de diabase. La dernière se trouve au bord du chemin qui part horizontalement depuis les chalets du Crôt, en direction du Vuargne, à l'entrée de la forêt, à 60 m environ des chalets. Toutes ces lentilles sont petites et mal conservées.

De même, il est impossible d'effectuer des observations intéressantes sur le versant N du Vuargne, très escarpé et recouvert en grande partie par un ensemble d'arbustes inextricable.

Un coup d'œil à la planche III permet de voir que l'on peut diviser en deux parties distinctes, séparées par une faille, la paroi qui nous intéresse. Dans la partie orientale, les diabases prédominent et englobent de petites lentilles alignées d'argilites, tandis que dans la partie occidentale l'inverse se produit: les petites masses diabasiques sont dispersées dans des sédiments qui prédominent largement.

En partant de la base de la paroi, on peut donc établir dans cette région la succession stratigraphique suivante:

Coulées sous-marines
de 0 m dans la partie W à
50—60 m dans la partie E.

Sédiments du type flysch,
d'âge indéterminé, localement
intercalés entre les coulées de la
partie E, 50 à 60 m dans la par-
tie W.

Brèche du Crôt (très localement, écaïlle?).

Brèche supérieure (Kimmeridgien — Néocomien).

J. W. SCHROEDER avait essayé de dénombrer les coulées, en établissant un seul profil qui monte dans le ravin où l'on trouve une certaine quantité de brèche du Crôt. L'examen de la planche montre qu'il est malcommode de procéder de cette façon: il y a un mélange intime entre sédiments encaissants et coulées sous-marines, celles-ci ayant probablement fait partiellement intrusion dans des boues situées au fond de la mer. Ce mélange de sédiments à des roches éruptives se fait en toutes proportions: intercalations vaguement stratiformes et très minces de schistes noirs dans une coulée importante à petites lentilles diabasiques de la taille d'une tête («crachats» diabasiques) dans une série sédimentaire.

Les diabases étant en général assez altérées et par endroits même pourries, les observations de détail dans ces roches sont assez malaisées et décevantes.

D'une façon générale, les diabases se présentent sous forme de coussins («pillows»), de taille très variable. Les plus petits ont la taille d'une tête; les plus grands ont les dimensions suivantes: longueur 1,80 m, hauteur 0,5 m (forme en niche de pain); longueur 1,40 m, hauteur 0,95 m (forme typique avec pédoncule). Très souvent ces coussins ont éclaté, de sorte qu'ils constituent une véritable brèche diabasique, tout en gardant leur forme extérieure de coussin. Leur bord est généralement variolitique. La taille des varioles diffère passablement; on en voit de très petites, qui se disposent parfois en plusieurs couches concentriques; parfois, elles atteignent un diamètre de 0,5 cm. Entre les pillows, il existe une matrice chloritique, très altérée, schisteuse. Les coussins sont toujours assez sales à cause de l'altération superficielle très accusée. La diabase du centre, très fine, est de couleur vert clair; le bord variolitique est blanchâtre et la matrice vert foncé.

La forme des coussins est généralement difficile à apprécier. Les coussins sans pédoncule (en forme de niche de pain, «Brotlaibdiabase» des auteurs allemands) sont assez fréquents (point 5), ceux à pédoncule assez rares. Dans le point 2 de la planche, et aussi à d'autres endroits, on observe

que le pédoncule se trouve nettement vers le sommet de son coussin : ce dernier se trouve par conséquent en position renversée). (M. E. WILSON, 1942).¹⁰⁾

On pourrait admettre que l'on retrouve des coussins renversés dans le flanc renversé d'un pli formé à l'intérieur des formations éruptives. Cette hypothèse n'a pas cours ici, car les argilites intercalées parfois en masses importantes ne montrent aucun pli quelconque : elles sont toujours et régulièrement horizontales.

Dans la partie W de la paroi les coulées en coussins dominant (voir planche III) ; dans la partie E on observe par contre des masses diabasiques réduites, enrobées dans des argilites noires prédominantes. Nous avons figuré sur la planche les affleurements diabasiques les plus importants ; mais dans cette région il en existe des morceaux de la taille d'une pomme, qu'il est impossible de dessiner sur la planche. Les diabases de cette zone sont intimement interpénétrés avec les sédiments encaissants dans lesquels ils ont fait intrusion vraisemblablement avant que les argilites soient affectées par les phénomènes normaux de diagénèse. Ces petits éléments diabasiques ne diffèrent en rien du type qui constitue le centre d'un pillow typique : ils sont constitués par une roche très fine, sans structure visible. Microscopiquement ils sont identiques aux échantillons étudiés des coulées typiques. Par contre, ces éléments, quand ils sont très petits, ne présentent pas de varioles ni de matrice. Des varioles apparaissent quand les masses diabasiques deviennent plus grandes, mais elles se disposent sans ordre : ce sont donc de petites coulées qui n'ont pu se consolider dans leur forme classique de coussins.

Dans l'ensemble, on peut considérer la partie W de la paroi comme une série sédimentaire faiblement affectée par des venues éruptives d'importance réduite. Un tel phénomène n'est pas nouveau : M. VUAGNAT et nous-même avons observé dans une petite carrière de la région du Mont Genève un coussin parfaitement formé, complètement entouré d'argilites, d'ailleurs assez analogues à ceux du Vuargne.

La partie E et la partie W de la paroi étudiée — et on peut étendre les conditions visibles dans cette dernière jusqu'aux environs des chalets du Crôt — ne sont pas seulement séparées par une faille ; on est en présence de deux faciès assez différents.

La présence de véritables sills de diabase massive a été observée à deux endroits différents (points 7 et 9). En 9 on peut suivre sur une vingtaine de mètres un sill assez mince (hauteur 60 cm), tandis qu'en 7

¹⁰⁾ Au point 2 les pillows renversés se trouvent malheureusement dans une paroi assez abrupte, et on n'a pas assez de recul pour les photographier.

on voit assez mal, sur 18 m, un mur de diabase haut de trois mètres, surmonté d'argilites. Ces sills sont constitués par une diabase plus grossière que celle qui forme les pillow-lavas. Elle est d'apparence généralement massive, vaguement bréchoïde en 7, et la structure intersertale est bien visible à l'œil nu.

J. W. SCHROEDER (1939, p. 73) avait signalé la présence d'une matière vert-bouteille. Celle-ci ne se distribue pas régulièrement dans les formations diabasiques; on la retrouve surtout à leur base (points 6 et 8). Elle est intimement liée aux roches éruptives, jamais en contact avec les argilites.

Parfois elle constitue localement une croûte très mince, d'environ 0,5 mm. En certains endroits elle forme des sortes de petites poches, allongées, longues d'un mètre et hautes de 0,5 m, prises dans la diabase. Dans ces poches on observe, à leur bord, une zone de matière verte schisteuse, passant insensiblement à une autre matière de même couleur, compacte, beaucoup plus dure, comparable à une radiolarite. Elle s'infiltré aussi en filonnets très minces, capricieux, dans les diabases. Cette roche est très fine.

La nature de cette matière verte est difficile à saisir. Un échantillon analysé nous a donné une teneur très forte de silice (95,67%). Chimiquement, il s'agit d'une sorte de radiolarite, bien qu'au microscope on ne relève pas de traces de Radiolaires. Pour nous, cette matière est le produit du dépôt local de solutions très riches en silice, teintées en vert par des substances ferrugineuses qui devaient se trouver en abondance dans une région à roches éruptives riches en chlorite. Le fait que l'on n'observe jamais un contact entre les argilites et cette substance, ni à plus forte raison un passage progressif entre ces deux sédiments, semble prouver que ce dépôt sédimentaire serait pour ainsi dire l'effet d'un phénomène interne des roches éruptives, sans aucune liaison avec les sédiments encaissants. Nous avons signalé que la matière verte se concentre surtout à la base des coulées. En admettant que les coussins se trouvent, vu leur forme, en position renversée, on peut conclure que ce dépôt, provenant d'une circulation locale d'eau imprégnée de silice, s'est produit vers la fin de l'activité volcanique.

Il n'a jamais été possible d'observer des phénomènes de métamorphisme de contact conduisant à des sortes d'adinols dans les roches encaissant les coulées. L'absence de ce métamorphisme est assez fréquente dans les sédiments en contact avec les coulées en coussins, les épanchements ayant dû s'effectuer à une température assez basse dans un milieu aqueux.

J. W. SCHROEDER avait essayé de définir la forme du contact entre les coulées et les schistes, pour établir la succession de ces deux termes. Dans sa thèse figure une photographie qui montre le moulage de sédiments sur la surface bosselée d'une coulée diabasique. A cet endroit (point 3 de la planche), nous ne pouvons que souscrire à sa conclusion. A d'autres endroits, (point 4), le contraire s'affirme : les argilites, cette fois sous-jacentes et en couches horizontales très fines, épousent la forme bosselée de la roche éruptive. Bien entendu, il est possible que la coulée ait fait intrusion dans des sédiments encore mal consolidés, en les chassant devant elle : cette hypothèse n'a cependant jamais trouvé à son appui une observation de terrain. De toute façon des observations de ce genre ne peuvent avoir une valeur réelle que lorsqu'elles sont tridimensionnelles : ce cas, malheureusement, est irréalisable au Vuargne, car le contact doit être cherché sur une surface, et non sur une simple ligne. En définitive, l'observation des lignes de contact ne suffit pas à révéler si les coulées sont en position normale ou non, étant donné leurs résultats contradictoires et les mauvaises conditions d'affleurement.

Les relations entre roches volcaniques et roches sédimentaires encaissantes sont difficiles à étudier, à cause des conditions d'affleurement assez mauvaises.



Fig. 14. Le Vuargne. Une faille sépare diagonalement les formations de la Brèche du Crôt (à droite, en haut) de celles de la Brèche supérieure (à gauche, en bas).

Entre les formations de la Brèche Sup. et les coulées, il existe toujours une couche d'argilites noires, généralement peu épaisse. La roche éruptive n'est jamais en contact avec les sédiments appartenant au mésozoïque de la nappe de la Brèche. Il convient de reconnaître qu'entre ceux-ci et les coulées, on ne peut jamais observer l'effet d'un effort tectonique, conduisant à des roches écrasées ou mylonitisées.

A un seul endroit de la paroi, il existe, entre la Brèche Supérieure et les diabases, une masse de brèche du Crôt: par hasard le profil établi par J. W. SCHROEDER passe dans ce couloir, mais il est impossible d'en étendre les conclusions à toute la masse du Vuargne. Les observations dans ce couloir sont assez difficiles. Nous n'avons pu observer entre la Brèche Supérieure et la brèche du Crôt un passage progressif: au contraire ces deux formations sont limitées par une faille, nettement visible sur la rive droite du couloir (fig. 14). Au milieu du couloir court une faille assez importante, bien visible sur la planche à cause du rejet important entre les bancs de la Brèche Supérieure sur rive gauche et sur rive droite. Cette faille est aussi visible dans le couloir, où les couches argileuses du haut de la masse de brèche du Crôt s'infléchissent à la verticale juste au-dessous des diabases. Ces dernières, par contre, ne montrent que de petites failles d'un rejet d'environ 20 cm et dans l'ensemble, elles moulent la faille existante dans les terrains sous-jacents par un vaste bombement.

La brèche du Crôt est formée sensiblement des mêmes éléments que au Crôt. Dans le couloir lui-même, un beau morceau de marbre blanc, de la taille d'une tête, retient spécialement l'attention.

Au Vuargne, nous avons tenu à contrôler encore une fois très soigneusement la loi d'après laquelle aucun élément de la brèche du Crôt n'appartient ni aux roches du cycle ophiolitique connu dans la région des Gets, ni aux roches acides qui accompagnent celles-là. De plus, nous n'avons jamais retrouvé parmi les éléments de cette formation des schistes quartzo-sériciteux et chloriteux qui existent dans la Brèche Supérieure et auxquels on attribue un âge Permien.

Comme au Crôt, la partie supérieure de cette Brèche (les derniers 4 mètres environ) est plus argileuse et moins riche en éléments cristallins. Au-dessus, les diabases commencent comme ailleurs par des coussins, en grande partie éclatés ou mal formés. Les calcaires en plaquettes, bien représentés au Crôt, se réduisent ici à une masse longue de quelques mètres et haute de 2 m, sur la rive droite du couloir, assez loin de celui-ci. Comme au Crôt, il est difficile d'affirmer qu'il s'agit ou non de formations néocomiennes.

Si l'on confronte cette formation avec le Néocomien daté par lequel

se termine le dépôt de la Brèche Supérieure, on constate au Vuargne que vers le haut du dernier banc de la Brèche Supérieure on a des calcaires néocomiens fins, à silixites, en plaquettes (J. W. SCHROEDER, 1939, p. 72). Cependant, au-dessus de cette formation, on retrouve encore un dernier épisode franchement bréchiqne, épais seulement d'un demi-mètre, et toujours présent. Cet épisode a les caractères courants de tous les épisodes semblables de la Brèche Supérieure.

Le Néocomien de la Brèche Supérieure et celui (problématique) de la Brèche du Crôt sont tous deux constitués par des calcaires en plaquettes. Dans le deuxième cependant font défaut les microfossiles, les silixites, et le dernier épisode bréchiqne que nous venons de décrire. La signification de ces différences est difficile à saisir; on peut cependant concevoir l'existence de deux formations différentes, sans toutefois pouvoir le démontrer rigoureusement. L'âge néocomien des calcaires en plaquettes surmontant la Brèche du Crôt n'est nullement établi.

Pour nous, cette masse de Brèche du Crôt (avec ses calcaires en plaquettes), intercalée entre la Brèche Supérieure et les coulées sous-marines, est vraisemblablement une petite écaille indépendante.

Dans la partie E de la paroi, nous avons découvert un microconglomérat, inconnu jusqu'à présent, auquel nous avons donné, sur la planche, un figuré à part. Sur celle-ci, la limite dessinée semble séparer deux faciès sédimentaires nettement distincts. En fait, nous avons dessiné cette limite seulement pour des raisons de commodité, pour indiquer où se trouve la partie plus typique et plus massive de ce microconglomérat. En réalité, on retrouve cette formation déjà à la base des argilites sous-jacentes, soit sous forme de lentilles peu importantes, longues d'un mètre et hautes d'une dizaine de centimètres, soit sous forme de bancs très minces, devenant plus fréquents au fur et à mesure que l'on monte vers le haut de la paroi, pour aboutir dans la partie supérieure de celle-ci à une formation exclusivement conglomératique, à bancs irréguliers, séparés par des intercalations argileuses très minces.

Les éléments de cette formation peuvent atteindre le diamètre de 5 mm, parfois même de 10 mm, mais sont en général plus petits (diamètre 1 mm). Ils montrent toujours des contours arrondis. Au microscope on peut distinguer les types suivants:

Argilites plus ou moins brunâtres.

Cherts, à grain toujours fin, quoique variable, de couleur plus ou moins claire.

Calcaires fins, plus ou moins sombres.

Calcaires pseudo-oolitiques.

Calcaires sublithographiques.

Calcaires à grain moyen assez recristallisés.

Calcaires zoogènes à Bryozoaires, à spicules de Spongiaires, à plaques d'Echinodermes, avec des Lagénidés, Lenticulina et autres Foraminifères indéterminables.

Le ciment est généralement constitué par du calcaire partiellement recristallisé, et peut passer à un calcaire légèrement gréseux, à un marno-calcaire gréseux et parfois même à un ciment cherteux. Dans l'ensemble, l'apport en minéraux détritiques est très faible.

Si ce microconglomérat s'est révélé très zoogène, les microfossiles nettement caractéristiques y font totalement défaut, notamment dans le ciment, en général bien recristallisé. Il n'est par conséquent pas possible de dater avec sûreté cette formation. La *Lagena* que nous y avons trouvée semble parler en faveur d'un âge post-cénomaniens. Cependant, il nous semble hasardeux de dater tout ce complexe par cette seule détermination.

Dans les Préalpes Romandes, des formations analogues, attribuées au flysch basal de la nappe de la Brèche, ont été décrites en dernier lieu par K. ARBENZ (1947, p. 31) sous le nom de «polygene Breccien». Elles diffèrent des microconglomérats du Vuargne en ce qu'elles contiennent d'une part des débris de schistes cristallins, et d'autre part ont subi les effets d'un laminage et d'un broyage assez intense. Par contre, les termes sédimentaires de ces deux formations se ressemblent. Il reste difficile de se prononcer sur leur origine : les calcaires pseudo-oolithiques qui s'y trouvent ressemblent d'une façon étrange à ceux de la Rosière (Pentes du Bouvier). L'explication génétique de K. ARBENZ d'après laquelle ces microconglomérats se forment à la suite de mouvements tectoniques, ceux-là même qui ont permis l'épanchement du magma basique, constitue une hypothèse de travail à retenir, mais réclamant encore une démonstration.

Nous avons vu qu'au Vuargne les coussins sont renversés, comme la série sédimentaire à laquelle ils appartiennent. Pour cette raison l'attribution des microconglomérats à la série basale du flysch de la Brèche nous semble difficilement acceptable, voire impossible.

A l'échelle de l'affleurement, ce microconglomérat est confiné à la partie orientale de la paroi. Cependant, on retrouve la même roche dans sa partie occidentale, sous forme d'éléments enrobés par les argilites.

On rencontre assez souvent des lentilles, généralement petites, passablement étirées, longues de 5 à 6 cm, hautes de 2 à 3 cm, allongées parallèlement au sens de la stratification des argilites qui les entourent.

A l'extrême partie occidentale des roches ophiolitiques, à leur base (point 1), on trouve une zone d'argilites dans laquelle ces éléments microconglomératiques sont relativement plus fréquents et plus grands.

En bas de cette zone, qui forme paroi, affleure un bloc isolé de microconglomérat, long de 60 cm et haut de 40 cm. La couverture végétale empêche d'observer ses relations exactes avec les argilites et les diabases avoisinantes. De prime abord, on est tenté d'attribuer ce bloc aux formations de la Brèche Supérieure; mais lorsqu'on le confronte avec celles-ci, qui affleurent en contrebas, à quelques mètres de distance, on voit tout de suite qu'il s'agit là de deux roches tout à fait différentes.

Les argilites noires qui enrobent les roches ophiolitiques ne présentent pas de caractéristiques bien marquées. Elles sont toujours sub-horizontales, jamais plissées. Quelquefois elles se chargent de silice, devenant plus dures, au point de ressembler parfois à des radiolarites (cassure en parallélipèdes). Au début de nos recherches, nous avons essayé de séparer les argilites typiques de celles qui sont silicifiées. Cependant, cette distinction ne peut être maintenue: d'abord le type silicifié est peu représenté dans l'ensemble, ensuite il passe latéralement à des termes plus argileux. La démonstration rigoureuse qu'il s'agit là d'une formation unique est fournie par le fait que, même dans les argilites qui ressemblent beaucoup à des radiolarites, on retrouve assez souvent des petites lentilles du microconglomérat précédemment décrit.

Cet enrichissement en silice est donc un phénomène d'importance réduite, qui affecte localement les argilites.

On peut se poser cette question: à quelle profondeur au fond de la mer ces épanchements diabasiques ont-ils eu lieu? A notre connaissance, ce problème n'a jamais été étudié en détail, et actuellement on est encore indécis de savoir comment l'aborder. Par exemple, il est possible que la forme des coussins et leur texture varient en fonction du poids de la colonne d'eau (pression hydrostatique) qui se trouve au dessus des roches éruptives au moment de leur consolidation. A défaut d'indications à ce sujet, nous nous bornerons à deux remarques: D'une part les coussins sont formés d'une diabase très fine, et d'autre part on retrouve des microconglomérats sédimentaires dans les sédiments qui les accompagnent. Si ces deux observations semblent indiquer une profondeur d'épanchement assez faible, il convient de reconnaître qu'elles n'ont pas une valeur décisive pour élucider ce problème.

RÉSUMÉ

1. Les coulées sous-marines du Vuargne, posées sur la Brèche Supérieure, se trouvent en position renversée.

2. Les sédiments qui les accompagnent sont en partie assez différents du flysch de la nappe de la Brèche, et ne peuvent pas être considérés comme appartenant au type basal de celui-ci.
3. Les formations de la Brèche du Crêt, qui existent seulement à un endroit de la paroi, sont à considérer comme une écaille indépendante, sans liaison visible et connue, ni avec la nappe de la Brèche, ni avec les coulées sous-marines elles-mêmes.

II. Le Crêt

SITUATION

Ce pointement se trouve au SW des chalets du Crêt (Morzine), dans la région du point 1328,5. (Feuille Samoëns No. 7, coordonnées 936,7 × 138,9.) Le ruisseau prend sa source à peu près à cet endroit; il est prolongé à tort sur la carte au 20 000^e. Le grand bloc de serpentine est visible des environs des chalets du Crêt: on retrouve donc facilement ce pointement sur le terrain.

DESCRIPTION

Le pointement se compose de deux zones distinctes, sans lien visible sur le terrain. Pour les retrouver, il faut remonter le ruisseau qui coule à côté des chalets du Crêt. Avant d'atteindre les pâturages, ce ruisseau bifurque (à 1275 m). L'affluent de droite (ruisseau a), a sa source à 1290 m. On observe une arène serpentineuse affleurant sur 12 m de longueur et 4 à 5 m de largeur, où l'on recueille des ophisphérites, sans réussir à découvrir le gisement «primaire», même en creusant une tranchée. Souvent les ophisphérites sont constituées uniquement par de la serpentine grenue. En creusant à la pioche, on observe aussi que des ophisphérites sont englobées dans une pâte argileuse, vert-clair, onctueuse au toucher.

Ce petit affleurement est distant d'environ 100 m de l'affleurement principal dans la zone du grand bloc de serpentine; cela permet d'évaluer approximativement l'étendue de cette zone à ophisphérites.

L'affleurement principal se trouve dans la zone du grand bloc de serpentine que l'on remarque de loin, à 1325 m (fig. 15). A gauche et à droite de ce dernier courent deux minuscules ruisseaux, généralement à sec, sauf à la fonte des neiges. C'est dans ces deux ruisseaux que l'on peut situer l'affleurement type des ophisphérites de la région des Gets. Il convient de les séparer du point de vue descriptif: en effet, nous avons trouvé des ophisphérites de type différent de l'un à l'autre. Nous appel-

lerons ruisseau b celui qui coule à droite du bloc, ruisseau c celui qui coule à sa gauche. Nous avons essayé de trouver le passage entre ces deux zones, distantes de 15 m, en creusant une tranchée transversale, mais ce travail n'a donné aucun résultat.

A la fonte des neiges, ces deux petits ruisseaux charrient les ophisphérites jusqu'à 30 m plus bas que le grand bloc.

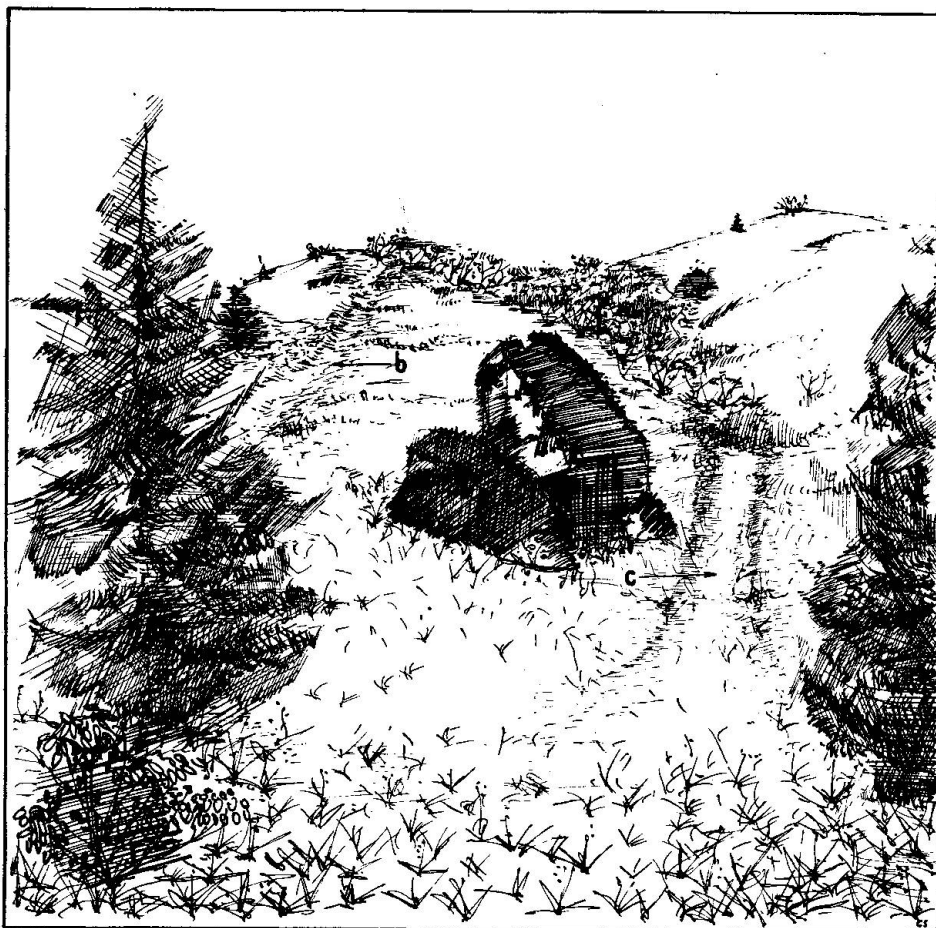


Fig. 15. Le Crêt. Les ophisphérites se trouvent principalement dans les ruisseaux b et c visibles à gauche et à droite du grand bloc de serpentine.

Dans le ruisseau b il est facile de creuser une tranchée: celle-ci aura disparu l'année suivante. Le matériel est une serpentine foncée, complètement pourrie, dans laquelle on voit une zone plus claire, large de 2 m, pâteuse et onctueuse au toucher, qui englobe des ophisphérites (fig. 33, p. 111). Celles-ci, contiguës, ne présentent aucune stratification et ne sont pas ordonnées selon leur grandeur. Il en a été trouvé une de grandes dimensions: longueur 70 cm, largeur 35 cm, hauteur 28 cm. Les ophi-

sphérites de ce ruisseau présentent surtout un noyau diabasique à phénocristaux d'albite.

Dans le torrent c, il est plus difficile de creuser une tranchée, mais on peut isoler à quelques endroits des ophisphérites de leur enveloppe pâteuse.

Nous verrons, lors de la description détaillée des ophisphérites que les types rencontrés sont assez nombreux et variés: ils ont été recueillis en partie dans les ruisseaux a, b et c, mais n'ont pu être observés «en place». Il faut insister sur le fait que les affleurements du Crêt sont dans leur ensemble très recouverts et que malgré les tranchées que l'on pourra y creuser, il n'est pas possible de définir avec précision le mode de gisement des ophisphérites et leurs relations avec les roches «encaissantes». Ceci n'a d'ailleurs rien d'étonnant: au Mont Genève, où les conditions de gisement sont infiniment meilleures, un seul bloc en place nous montre que les ophisphérites sont une brèche ophiolitique serpentinisée (VUAGNAT, 1953).

Une remarque s'impose du point de vue morphologique: dans son ensemble le pointement est à considérer comme tassé sur place; il peut être assimilé à une zone glissée durant le quaternaire. La grandeur actuelle de l'affleurement fournit donc peu de renseignements utilisables.

Aucune relation avec les roches serpentineuses avec le flysch est visible où que ce soit.

Zone de la serpentine. Ce qui frappe dans cette zone est le grand bloc: il se dresse au milieu du petit cirque, au-dessus duquel coulent les ruisseaux b et c dont nous avons décrit les ophisphérites (fig. 15). Il s'agit d'un rocher haut de 3 m, large de 2 m, constitué par de la serpentine écrasée, bréchique, et d'un ciment de matière calcitique à patine gris clair, simulant un calcaire, mais presque toujours très blanche à la cassure. Il semble difficile d'admettre que tout le ciment soit du calcaire, à moins que l'on n'envisage une recristallisation totale et une remobilisation de celui-ci, la calcite remplissant les fines cassures d'1 cm. Le bloc est parcouru par une grande faille principale (direction N 20 E, plongement 58 NE). Entre les deux compartiments se trouve une pellicule de 2 cm de calcite.

La zone serpentineuse ne se limite pas à ce bloc. Elle se continue vers la droite (en direction S), dans une niche qui ressemble étrangement à une petite carrière abandonnée. Il est d'ailleurs difficile d'admettre qu'une exploitation ait pu y être entreprise, les roches étant impropres à la construction, vue leur tendance très prononcée à l'altération. La longueur visible de la zone serpentineuse peut ainsi être estimée à 25 m. Dans la «pseudo-carrière» on peut libérer à la pioche des brèches serpentineuses

très riches en ciment calcitique, grisâtre, ainsi qu'une serpentine bariolée rouge et verte, analogue à celle décrite au Tourne, mais en très mauvais état.

Série sédimentaire. Tandis que le ruisseau b se perd vers le haut dans des éboulis quaternaires, le ruisseau c présente, dans sa partie supérieure, une série véritablement sédimentaire, visible sur une hauteur de 4 m et une largeur à peu près égale. Il s'agit dans l'ensemble de couches fauchées : toute mesure de direction et de plongement est impossible. Cependant cette série doit être en place par rapport aux ophiolites sous-jacentes. De bas en haut on observe :

1. schistes verdâtres à éléments éruptifs, analogues aux conglomérats à éléments éruptifs et sédimentaires du Plenay (voir p. 61) 1 m,
2. microconglomérat à éléments ophiolitiques et sédimentaires avec ciment rare. Parmi ces derniers, il y a des débris d'une argilite noire, à grain très fin, retient spécialement l'attention . . 0,20 m,
3. calcaires marneux vert clair, à *Globotruncana appenninica* O. RENZ¹¹), facilement discernables à la loupe, passant graduellement à des sédiments plus durs (plus calcaires) (fig. 16).
Cénomanien supérieur 2 m.

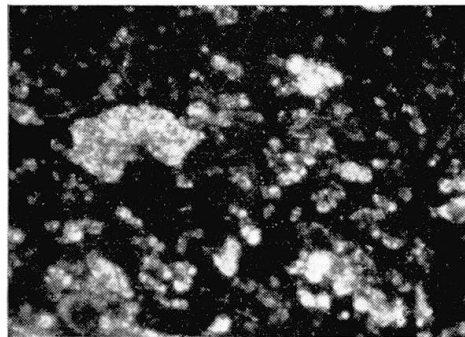


Fig. 16. Le Crêt. Calcaire marneux à *Globotruncana appenninica* O. Renz.
24 ×, lumière naturelle.

Bien que le profil soit assez difficile à établir — car l'affleurement masqué par la végétation se réduit à quelques têtes de couche sortant de l'herbe — on peut admettre une continuité entre ces trois termes. Par contre, sur le terrain, on n'observe aucun type de passage vers le terme supérieur :

¹¹) Détermination effectuée par M. le Professeur M. REICHEL, Université de Bâle.

4. radiolarite. Cette roche, de couleur grise, où les radiolaires sont visibles à la loupe, est identique à deux autres radiolarites de la région des Gets (Pierre à Feu, p. 22, et le Crêtet, p. 63). On n'en trouve ici qu'un seul bloc (hauteur 0,75 m, longueur 1,50 m, largeur 1 m). Son assimilation à un fragment de roche en place devient probable dès que l'on tient compte de son analogie avec celles citées en haut, associées comme elle à des pointements ophiolitiques.

12. Le Plenay

SITUATION

Ce pointement se trouve sur la piste de ski du Plenay, immédiatement à l'E de la ligne du téléphérique Le Plenay-Morzine, dans la région du premier pylône, en descendant. Sur la carte au 20 000^e les pylônes du téléphérique sont marqués d'une façon conventionnelle, sans tenir compte de leur position exacte.

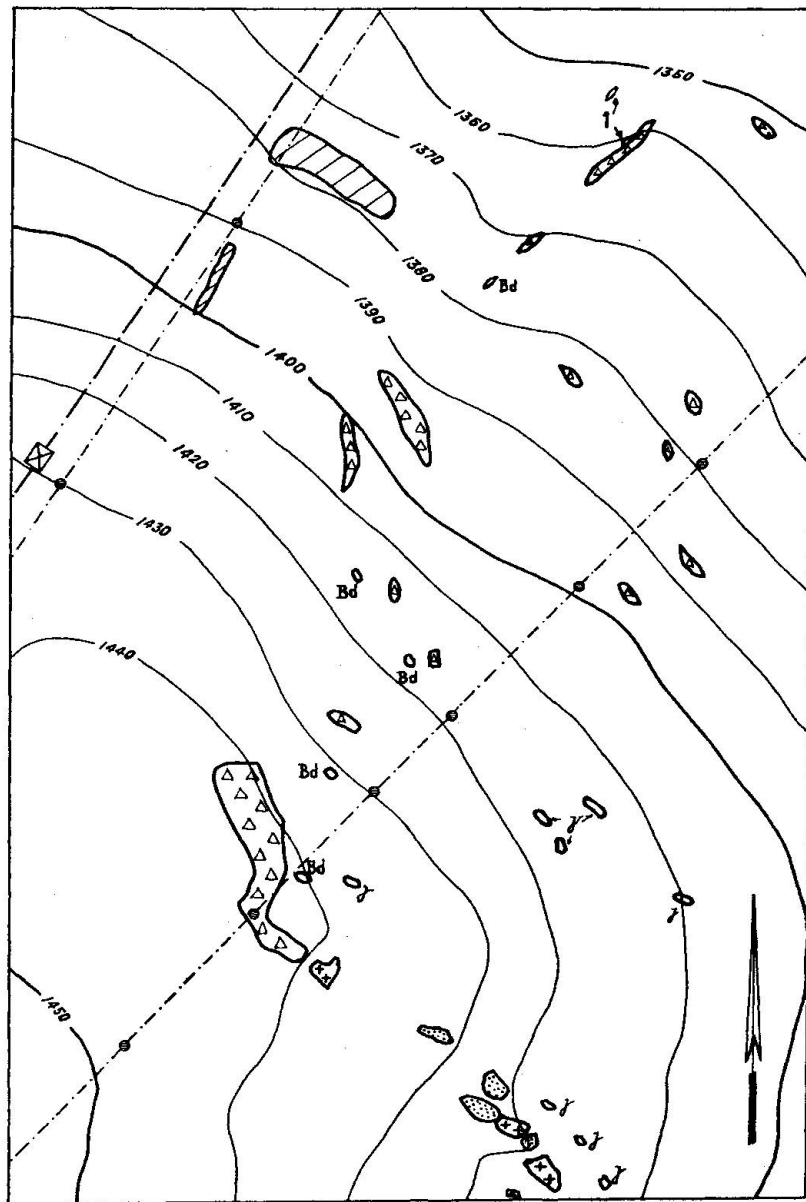
Nous avons jugé utile d'abandonner pour ce pointement la dénomination d'Attraix, proposée par J. W. SCHROEDER, qui se réfère à un groupe de chalets en ruine situés au-dessous des formations qui nous intéressent.

DESCRIPTION

Ce pointement considéré forme une petite bosse émergeant du paysage monotone dans lequel le flysch se dissimule. Dans sa position actuelle, il n'est pas strictement en place: il a glissé en partant de la région de la crête du Plenay. Ce tassement des paquets ophiolitiques est un phénomène assez courant: H. GRUNAU (1947) l'a remarqué à plusieurs reprises dans la région d'Arosa.

La lame de granite (voir fig. 17) forme un petit mur, bien visible depuis la région du Crêt.

Brèches diabasiques. Le meilleur affleurement de ces roches se trouve dans la région NE de notre carte. Un mur, haut de 2,50 m, ressort de la pente entièrement recouverte d'herbe. Il est constitué par de la brèche diabasique, à éléments de taille variable, généralement d'un diamètre voisin de 5 cm, les éléments plus grands (diamètre maximum observé: 30 cm) étant assez rares. Ces éléments sont subanguleux et arrondis, recouverts d'une patine rouge hématitique, analogue à celle de la brèche diabasique du Torrent des Bounaz, cependant moins luisante. En général ils sont contigus, le ciment étant très rare; mais vers la partie inférieure de l'affleurement, ils sont parfois empâtés dans des schistes verdâtres.



1:2000

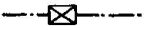



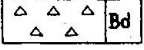

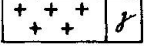
-  Ligne du téléphérique Le Plenay-Morzine
-  Ligne téléphonique
-  Couverture végétale
-  Flysch argileux
-  Brèche diabasique
-  Diabase
-  Granite

Fig. 17. Le Plenay.

1. Brèche diabasique à éléments sédimentaires et à ciment argileux.

On ne peut observer aucune tendance à la stratification.

Cette brèche est homogène, puisqu'elle est formée uniquement de quelques types de diabases. On distingue des variétés chloritiques, vert foncé, assez fines, avec ou sans phénocristaux d'albite, et des variétés chlorito-hématitiques, vertes, assez grenues, parcourues de veinules hématitiques, ou pigmentées par l'hématite avec des taches rouges, de forme irrégulière. Ces diabases ne semblent pas à première vue être des débris de coussins. On n'observe jamais de débris variolitiques, ni de roches granitiques comme au torrent des Bounaz.

Dans la partie inférieure de l'affleurement ils sont cimentés par une matière schisteuse verdâtre (fig. 18): en l'examinant de plus près, on y reconnaît de petits éléments, atteignant un diamètre de quelques centimètres, difficiles à définir à l'œil nu.

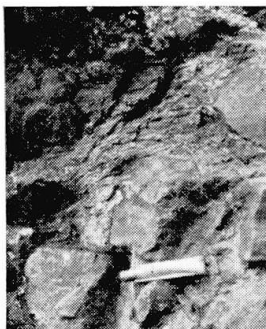


Fig. 18. Le Plenay. Brèche diabasique à éléments de diabase et ciment argileux.

A la base de ce mur de brèche, parallèlement à ce dernier, des schistes verdâtres affleurent sur 2 m de longueur (point 1). Ils contiennent assez rarement des éléments diabasiques de petite taille (diamètre de 0,5 cm à 5 cm) et des éléments plus petits.

Nous verrons dans la description microscopique qu'il s'agit d'éléments cherteux, et que ces schistes et la matière cimentant la brèche diabasique sont parfaitement identiques. Pour J. W. SCHROEDER il s'agit là de «schistes argileux vert-olive du flysch contenant des galets de porphyrite». Nous ne pouvons nous rallier à cette opinion, aussi nous nous contenterons de définir ces roches comme étant des sédiments accompagnant les ophiolites. On trouve un microconglomérat du même type au Crêt, où il passe à des calcaires marneux à *Globotruncana*. Il nous semble curieux que les éléments sédimentaires ne soient pas représentés en fragments plus gros dans les brèches diabasiques: il y a là un problème de calibrage difficile à résoudre. L'exiguïté de l'affleurement ne nous a pas permis d'établir si

des roches à éléments sédimentaires et plus rarement ophiolitiques marquent le début ou la fin du cycle éruptif.

Flysch. Dans la région comprise dans notre carte, généralement recouvert superficiellement, il affleure seulement sous la ligne du téléphérique. Des argilites fines, grises, sont complètement fauchées, au point qu'aucune mesure de plongement n'est possible.

Granite et diabase. Dans les travaux précédant le nôtre, le granite est toujours décrit comme formant une grande lame. En réalité, il existe sous forme de quelques grands blocs, d'une dizaine de m³, posés directement sur la couverture végétale ou enrobés dans une diabase très altérée. Le mur situé au S de notre carte est composé de ces deux roches : l'abondance de lichens et de mousses tend à les faire confondre. Par la suite, on s'habitue à cette patine, et l'on remarque même que la végétation couvrant la diabase a des couleurs un peu plus vives.

L'altération de ces deux roches est très avancée, et l'échantillonnage en est difficile.

Le granite est leucocrate, de grain moyen, avec des taches ferrugineuses dérivant vraisemblablement de l'altération de la biotite.

La diabase est de couleur verte, à grain assez fin. L'altération superficielle a entamé le contact diabase-granite, d'où il résulte que ces deux roches sont actuellement contiguës.

L'érosion très avancée du granite suggère l'existence primitive d'une lame plus grande, analogue à celle des Pentès du Bouvier. Bien que les conditions de mise en place de ces formations ne puissent être observées à cet endroit, on peut penser, à cause de l'analogie citée, à des coulées diabasiques s'épanchant sur des reliefs granitiques, éventuellement en englobant des blocs granitiques.

13. Mont Caly

SITUATION

Ce minuscule pointement se trouve sur le chemin qui descend légèrement des chalets du Mont Caly, en direction NNW, pour se perdre au-dessus du chalet des Esserts. Il se trouve à 500 m à peine des chalets du Mont Caly, à la côte 1450 m (coordonnées: Feuille Samoëns 6; 136,460 × 931,360).

DESCRIPTION

A l'endroit indiqué (fig. 19) affleurent seulement quelques morceaux de roches vertes, visibles sur une vingtaine de mètres dans un chemin creux.

Ces roches sont passablement altérées; ceci est dû en partie au fait que de l'eau coule continuellement dans le chemin lui-même. On voit qu'il s'agit d'une brèche diabasique, très analogue à celle décrite dans la région de la Rosière (voir p. 11). Un des morceaux est composé d'une jolie diabase amygdalaire (Mandelstein). Les éléments qui composent cette brèche présentent une taille très variable (de celle d'une orange à celle d'un oreiller). Nous n'avons pas retrouvé les «hollow pillows» signalés par

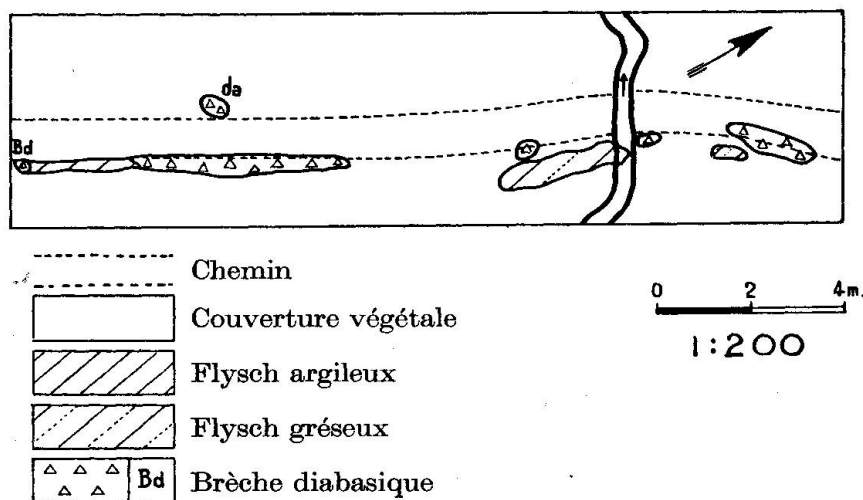


Fig. 19. Mont Caly.
da : diabase amygdalaire.

J. W. SCHROEDER. Si leur existence n'est pas niée, il semble cependant que ce type de roche soit plutôt rare à cet endroit, et joue un rôle accessoire.

Au bord du chemin, sur deux mètres de longueur, des argilites très fines, feuilletées et très altérées, au point de devenir brun clair, surmontent la brèche diabasique sur une hauteur d'environ 20 centimètres. On peut les considérer comme en place. Il en est autrement pour la grande plaque de flysch gréseux qui se trouve à proximité: elle est visiblement posée sur la couverture végétale.

14. Le Crêtet

(Coordonnées du point 1205,7: Feuille Samoëns 7, 138,400 × 934,460.)

En remontant de 200 m le vieux chemin qui va de la fruitière du village des Gets au Ramus, on rencontre, émergeant du talus à gauche du chemin, un bloc de radiolarite long de 2 m, haut de 1,20 m; la roche est fine, grise, massive, parfois mêlée à des schistes noirs, très dure. Comme

d'habitude, les Radiolaires y sont visibles à la loupe. Quelques mètres plus loin, toujours à gauche en montant, on voit quelques rochers qui pointent à peine hors de terre, sur une longueur totale de 10 m. Il s'agit d'une brèche de serpentine avec des éléments de la taille d'une pomme, assez rares, très difficiles à libérer au marteau. Ce sont des diabases chloritisées, comme celles des brèches ophiolitiques du Marderet¹²).

Aussitôt après le pont qui franchit un petit ruisseau, en contrebas du chemin, se trouvent deux blocs de la même roche, complètement couverts de mousse. A 20 m du pont, on rencontre de nouveau la même formation sur une longueur de 3 m. A gauche en montant elle finit de façon peu visible par des radiolarites grises et des schistes noirs.

Cette variété de serpentine est une roche à patine brunâtre, à texture grenue, souvent bréchique. On remarque alors des débris verts, serpentineux, souvent morcelés à divers degrés par des veinules calcitiques. Ces veinules, blanches ou très claires, courent en tous sens dans la roche. Les termes serpentineux peuvent être assez rares, ou constituer la partie principale de la roche, tous les termes de passage étant observables. Des pigmentations rouges, distribuées irrégulièrement, donnent parfois à la roche une teinte rose. On peut affirmer que le caractère constant de cette roche est sa texture franchement bréchique.

Il nous a été impossible de retrouver l'autre affleurement décrit par J. W. SCHROEDER entre Lavey et le Ramus.

15. Le Cannevey

SITUATION

Ce minuscule pointement est composé de deux blocs isolés. Le premier, découvert par J. W. SCHROEDER, a les coordonnées suivantes: feuille Samoëns No. 6; 135,620 × 928,70. Sur cette carte il se trouve immédiatement au-dessus du «de» de «Praz de Lys», à l'altitude de 1438 m.

Nous avons trouvé un autre bloc un peu plus bas, exactement dans le «e» du «de» précédemment cité.

Le grand bloc se trouve en haut de la route, entre celle-ci et la lisière de la forêt. L'autre se trouve dans un petit ruisseau au bas de la route, près d'une clôture dans le pâturage.

DESCRIPTION

Il s'agit d'un pointement très petit, le seul connu sur tout le plateau du Praz de Lys. Le bloc principal est long de 6 m, large de 2 m, et émerge

¹²) Dans le bassin de réception du torrent du Marderet, on ne trouve pas ces roches en place; dans le torrent qui descend entre la fruitière et les Ramus, au-dessous de la roche en place, on n'observe aucun débris de celle-ci.

de 1 m dans le pâturage. Dans celui-ci et dans la forêt avoisinante le flysch n'affleure pas, mais on peut l'observer à l'état de débris dans les taupinières : il est donc raisonnable d'admettre que cette roche éruptive se situe dans la zone du flysch, sans que l'on puisse préciser davantage sa position. Le bloc en bas de la route, de 1 m³ de volume, n'est pas en place.

La roche qui forme ces deux blocs est une brèche ophiolitique, à éléments dont la taille peut varier de celle d'une orange à celle d'une tête, de forme subanguleuse à arrondie, cimentés par une substance hématitique rouge.

La brèche est monogénique. Ses éléments sont des diabases à grain fin, de couleur verte, avec des veinules et des zones tachées en rouge, hématitiques. Parfois on observe des zones schisteuses, avec des alternances de veinules rouges et vertes d'une épaisseur de quelques millimètres. Les fragments diabasiques, sont rarement reliés par des masses de calcaire rouge, finement spathique, comme cela se voit, lié aux ophiolites, dans les Grisons (Flix, Hörnli d'Arosa, etc.) et dans l'Allgäu (Hindelang, Baad, etc.).

Le microscope permet de préciser le caractère monogénique de cette brèche, les diabases étant toujours arborescentes ; il est donc permis d'affirmer que cette formation est constituée uniquement par des débris de pillow lavas. Nous indiquerons, dans le chapitre consacré aux roches éruptives composites, les raisons qui ne nous permettent pas de considérer cette roche comme une brèche d'éclatement typique.

Quant aux éléments spongieux, de nature indéfinissable, dont parle J. W. SCHROEDER, ils ont échappé à toutes nos recherches.

16. Zone du Col de la Ramaz

En avant du front de la nappe de la Brèche sont situés plusieurs petits pointements de diabase intersertale, dans une position tectonique malaisée à définir, et sur laquelle nous reviendrons.

L'un deux est celui du Farquet, déjà connu depuis longtemps (M. LUGEON, 1895). A cette époque, il a été décrit comme un filon de kersantite (A. MICHEL-LEVY, 1892), terme qu'il est préférable d'abandonner. J. W. SCHROEDER s'en est occupé brièvement dans sa thèse (p. 62). AND. LOMBARD (1940) a dressé un inventaire soigné de ce groupe de pointements et en a donné une description détaillée. Il est inutile de revenir sur la description donnée par cet auteur et nous adopterons le

mode de division qu'il a proposée. Il serait par contre utile de signaler brièvement l'état dans lequel nous avons retrouvé ces affleurements, car plusieurs ont disparu après le travail d'AND. LOMBARD.

L'affleurement du Gevalet se trouvait dans un talus déchaussé. En 1947, M. VUAGNAT n'en avait retrouvé que quelques restes (communication orale). En 1951 l'affleurement avait complètement disparu. A proximité de l'emplacement qu'il occupait, nous avons trouvé quelques débris de diabase dans les alluvions du torrent.

Les petites lentilles de long du chemin de Vanne à Vers le Coin ont aussi complètement disparu, et il est devenu difficile de trouver dans cette région des morceaux de diabase.

Le pointement du Farquet se compose de trois affleurements distincts; bien que l'on ne puisse voir leurs relations sur le terrain, il semble permis de les associer vu la faible distance qui les sépare.

L'affleurement, décrit déjà par M. LUGEON, a les coordonnées suivantes: Feuille Samoëns 5, 137,245 × 926,190.

La diabase intersertale qui le compose est associée à une roche siliceuse vert-jaune, qu'on peut définir comme une argilite riche en silice. Nous avons vu une roche identique dans la collection de thèse de K. ARBENZ, à l'Institut de Géologie de Berne. Elle provient, d'après l'étiquette, de Fidertschi.

Les deux autres petits affleurements découverts par AND. LOMBARD (affleurements C et D de sa thèse) sont des lentilles enrobées dans des sédiments du type flysch. A titre de vérification nous avons creusé de petites tranchées, mais l'altération extrême des roches nous a empêché d'entreprendre une étude plus détaillée de ces sédiments.

Position tectonique. Les diabases de la zone du Col de la Ramaz, comme toutes celles qu'AND. LOMBARD a signalées dans sa thèse, sont identiques à celles que l'on trouve dans la région du flysch de la Brèche (comme par ex. à la Mouille Ronde). Mais leur position tectonique est mal établie, et il est à craindre qu'elle ne puisse pas être définie exactement, vu l'état actuel de nos connaissances. En effet, qu'en est-il au juste de la zone du Col de la Ramaz? S'agit-il d'une unité tectonique indépendante pincée entre le front de la nappe de la Brèche et la nappe des Préalpes Médiannes? Ou bien y a-t-il lieu de parler d'une zone de sédimentation intermédiaire, en quelque sorte de passage, entre ces deux nappes?

Pour le moment il est très difficile de trancher cette question. D'autre part, comment envisager la mise en place des diabases dans cette zone,

à laquelle elles semblent appartenir, pour autant que les observations sur des affleurements minuscules et en voie d'érosion le permettent? S'agit-il d'intrusions primaires ou d'écailles tectoniques? La deuxième hypothèse n'a rien d'invraisemblable à propos une région tectoniquement très tourmentée. Ou encore, peut-on parler d'une involution du front de la nappe de la Brèche? AND. LOMBARD a aussi envisagé cette hypothèse, sans pouvoir en démontrer l'exactitude.

Le problème apparaît donc comme très ardu, voire insoluble. Nous voudrions simplement souligner que les diabases de la zone du Col de la Ramaz ne semblent pas être prises dans le flysch de la nappe de la Brèche, comme c'est apparemment le cas pour les autres ophiolites de la région des Gets. Nous croyons nous rapprocher de la vérité en les considérant comme des écailles indépendantes, situées en avant du front de cette unité tectonique. Une interprétation plus poussée de la géologie de la zone du Col de la Ramaz pourrait aider à mieux comprendre la signification des affleurements décrits ci-dessus.

Deuxième partie

Description pétrographique

Ohne Petrographie, kein gesicherter
geologischer Fortschritt.

R. STAUB (1948).

Il sera utile de rappeler une particularité géologique de la région étudiée, avant d'entreprendre une description détaillée de ses roches. Il existe deux sortes d'affleurements: ceux où apparaissent des roches massives bien en place, et, d'autre part, des gisements de brèches ophiolitiques dont les éléments sont fréquemment aberrants et difficiles à comparer avec d'autres roches de la région. C'est pourquoi nous diviserons toujours les roches étudiées en deux groupes:

- a) roches en place,
- b) roches en fragments dans une brèche ophiolitique.

Souvent une roche du groupe a) n'est pas représentée dans le groupe b), et on connaît dans le groupe b) des roches totalement inconnues dans

le groupe a). Nous indiquerons plus loin les raisons probables de cette disposition pour le moins étrange.

A la fin de la description des roches, nous donnerons leur ordre probable de formation.

Chapitre II

ROCHES ACIDES

I. Granites

- a) La Rosière, les Lanches, le Plenay.
- b) Le Torrent des Bounaz, le Marderet.

Les granites étudiés, toujours leucocrates, peuvent être divisés en deux groupes :

- granite à albite (granite albitique : les Lanches, le Torrent des Bounaz, le Marderet),
- granite à albite et orthose (granite alcalin : la Rosière, le Plenay).

Dans les deux cas il s'agit de roches grenues, très claires, à grain moyen et structure typiquement granitique (fig. 20).

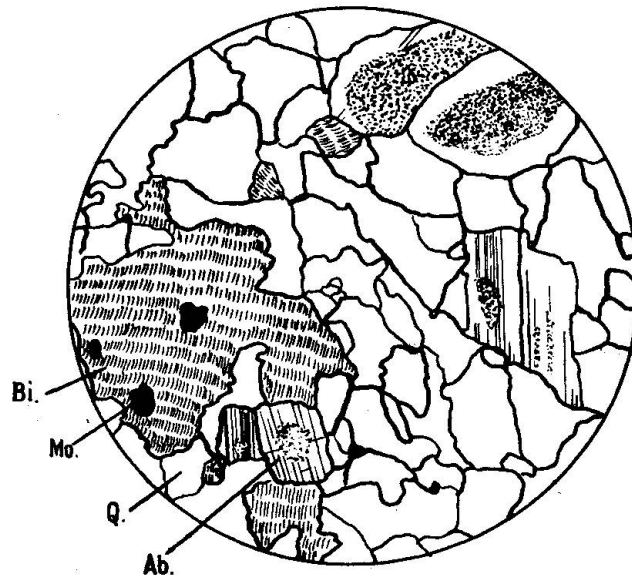


Fig. 20. Granite albitique (les Lanches). 12 ×, lumière naturelle.
Q : quartz ; Ab : albite ; Bi : biotite ; Mo : minéral opaque.

Sous le microscope le quartz a un aspect poussiéreux, dû à d'innombrables granules submicroscopiques disposés en traînées irrégulières. L'orthose, souvent perthitique, est généralement assombrie par un produit d'altération pulvérulent. La biotite, présente dans les granites des Lanches et du Plenay, est partiellement chloritisée. L'albite enfin montre deux habitus différents. D'une part, on observe des individus allotriomorphes, avec de nombreuses lamelles associées polysynthétiquement selon la macle de l'albite parcourant toute la longueur de l'individu (albite normale). Dans ce type, la séricitisation peut être assez poussée; quelquefois les individus sont gauchis et les macles courbées. D'autre part il existe un autre type, d'importance généralement moindre, maclé selon la loi de l'albite mais avec une autre disposition: les lamelles élémentaires d'un individu sont disposées d'une façon assez irrégulière, qui rappelle parfois les cases d'un échiquier (albite maclée en case d'échiquier). Lorsque les macles sont absentes, il devient impossible de distinguer les deux types d'albite.

Un contrôle au microscope Fedoroff a confirmé que les deux plagioclases sont constitués par de l'albite pure; pour l'albite normale, nous avons mesuré $2V = -76^\circ$, pour celle en cases d'échiquier $2V = 90^\circ$.

1. Granite albitique (les Lanches)

Ech.: L_4

Mode: Quartz, albite légèrement séricitisée, biotite, calcite secondaire, minéral opaque

Résultat pondéral de l'analyse		Paramètres de NIGGLI		Base		Valeurs de graphique	
SiO ₂	69,20	si	326	Q	52,9	Q	52,9
Al ₂ O ₃	12,92	al	35,5	Kp	3,6	L	38,3
Fe ₂ O ₃	0,56	fm	28	Ne	28,8	M	8,9
FeO	2,67	c	10	Cal	5,8		
MnO	0,06	alk	26,5	Sp	—	π	.15
MgO	2,18			Fs	0,6	γ	.00
CaO	1,94	ti	1,7	Fa	4,7		
Na ₂ O	5,15	p	0,14	Fo	3,3		
K ₂ O	0,98	h ₂ O	48	Ru	0,3		
TiO ₂	0,51	co ₂	5,5	Cp	0,1		
P ₂ O ₅	0,08			Cc	—		
CO ₂	0,71	k	0,11				
H ₂ O ⁺	3,7	mg	0,59				
H ₂ O ⁻	0,07						
<hr/>							
100,10							

Analyse de M. le Professeur J. JAKOB

Les résultats de l'analyse confirment la détermination microscopique: le granite des Lanches est un granite leucocrate très sodique.

Remarque: Les valeurs de graphique et la base correspondent à un CO₂ secondaire (p. ex.: altération), le Ca ayant été primairement lié à la silice.

2. Arkoses

La partie de loin la plus importante des roches acides de la région des Gets est constituée par des arkoses, dans lesquelles on trouve de petits noyaux encore intacts de granite. Sur le terrain on ne se rend pas très bien compte de la prépondérance des arkoses, parce qu'à l'œil nu on les confond avec des granites. Les roches spilitiques (diabases) et les calcaires transgressent sur ces arkoses à la Rosière et aux Lanches (voir fig. 21); au Plenay, la diabase enrobe le granite.

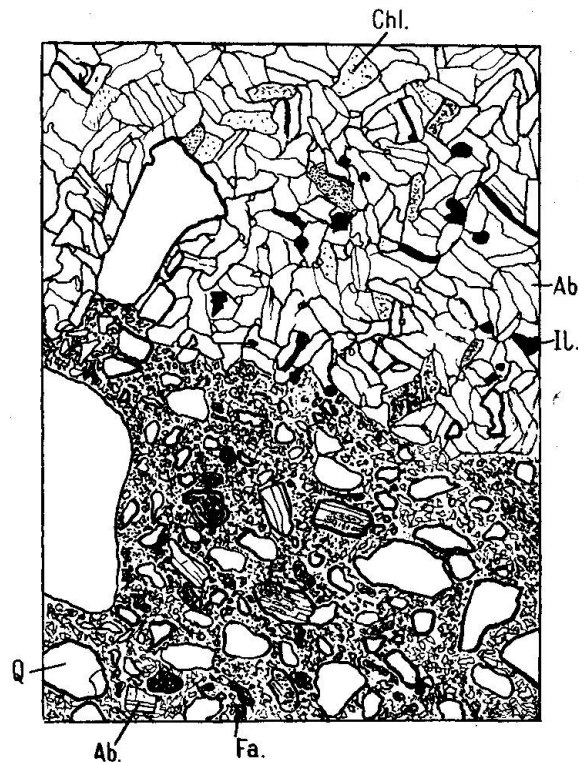


Fig. 21. Diabase albito-chloritique (en haut) transgressant sur arkose (en bas).
(Les Pentes du Bouvier). 12×, lumière naturelle.

Q: quartz; Ab: albite; Fa: feldspath alcalin très altéré (orthose?); Chl: chlorite;
Il: ilménite.

Puisqu'elles dérivent de deux types de granites, les arkoses peuvent aussi être divisées en deux types différents:

- arkoses à albite (les Lanches, la Carrière des Bounaz, le Marderet),
- arkoses à albite et orthose (la Rosière).

Nous trouvons dans les arkoses les minéraux constitutifs des granites dont elles dérivent: quartz, orthose, albite, biotite. Les trois premiers se disposent en petits éléments subanguleux souvent arrondis dans une pâte finement micro-

bréchique, en général assez riche en chlorite. Celle-ci joue un rôle si important à la carrière des Bounaz, qu'à l'œil nu la roche a une couleur vert-foncé, au point de ressembler à une diabase. L'orthose devient pratiquement indéterminable, à cause de son altération trop poussée. La biotite s'altère partiellement en vermiculite. La calcite, assez rare, est d'origine nettement secondaire.

3. Kératophyre quartzifère

- a) Inconnu en place.
- b) Carrière des Bounaz, Torrent du Marderet.

Dans la région étudiée, cette roche a été observée seulement sous forme de deux minuscules débris dans des brèches ophiolitiques et des conglomérats polygéniques. Des phénocristaux en partie corrodés de quartz, d'albite et de chlorite sont pris dans une pâte hyalopilitique.

Très peu évidente dans la région des Gets, l'association spilites-kératophyres est bien connue, par exemple, dans le Devonien du Bassin de la Lahn, en Allemagne (E. LEHMANN, 1941) et dans les Alpes Glaronnaises (G. C. AMSTUTZ, 1952).

Chapitre III

LES OPHIOLITES

... depuis longtemps déjà, on distingue dans l'ensemble des ophiolites trois groupes différents: serpentine (péridotite), gabbro et diabase spilitique (y compris variolite). Il est indiscutable que ces trois groupes présentent une parenté étroite et qu'ils proviennent à l'origine du même magma, ce qu'on ne peut contester si l'on considère leur association qui revient toujours avec la force d'une loi.

Traduit d'après G. STEINMANN (1927).

La définition du groupe des ophiolites de G. STEINMANN, que nous donnons en tête de ce chapitre, conserve toujours toute sa valeur. Cependant, pour des raisons pratiques, nous ne traiterons pas les roches appartenant à cet ensemble dans l'ordre proposé par cet auteur.

En effet, dans la région étudiée, les gabbros jouent un rôle accessoire et peuvent être décrits avec le groupe des spilites, auquel ils appartiennent (voir ci-dessous la définition sommaire de spilitite).

D'autre part, il s'avère pratique de décrire les roches composites (brèches ophiolitiques) avant les serpentines. Cette inversion apparente d'un ordre logique se justifie par le fait qu'à notre connaissance les brèches

ophiolitiques de la région des Gets ne contiennent jamais d'éléments de roches ultrabasiques quelconques, mais sont composées en majeure partie de roches spilitiques.

Lorsqu'ensuite nous aurons décrit les roches ultrabasiques (serpentes et roches connexes), nous traiterons, — point capital de ce travail — des phénomènes complexes de la chloritisation.

A. Spilites

Définition sommaire

Le terme de spilite a été employé d'une façon très variable suivant les auteurs; il semble par conséquent utile de préciser le sens que nous voulons lui donner. Le lecteur voudra bien trouver dans l'exposé très complet de M. VUAGNAT (1946) l'histoire du nom de «spilite» et les différentes hypothèses concernant la genèse de ce groupe de roches.

Le caractère déterminant d'une spilite est sa composition (H. DEWEY et J. S. FLETT, 1912). Tout d'abord, sa composition chimique: pour une basicité donnée, s'exprimant par un pourcent en SiO_2 assez bas, la roche spilitique est pauvre en chaux, toujours plus riche en soude, généralement plus riche en titane, en acide carbonique et en eau que les autres roches de basicité correspondante. Ensuite, l'association des minéraux entre en ligne de compte: présence constante d'albite (ou d'oligoclase-albite), richesse en chlorite et en carbonate, fréquence de sphène et surtout de leucoxène. Enfin il faut relever divers caractères accessoires, structuraux (fréquence de structures variolitiques et en coussins) et géologiques (association fréquente avec des radiolarites, des cherts, des adinols, des calcaires fins, etc.).

Cette définition est suffisamment précise pour les roches étudiées. Dans le cadre de ce travail nous ne nous occuperons que d'une façon accessoire des problèmes que pose la genèse de ces roches.

Les minéraux principaux qui les constituent permettent de diviser les spilites étudiées en trois groupes; seuls les deux premiers jouent un rôle important:

a) Spilites albito-chloritiques.

Minéraux principaux: albite, chlorite, leucoxène.

b) Spilites albito-hématitiques.

Minéraux principaux: albite, hématite, chlorite, leucoxène.

c) Spilites albito-leucoxéniques (très rares).

Minéraux principaux: albite, leucoxène.

Ainsi, lorsqu'il sera question d'une roche spilitique albito-hématitique, il est entendu qu'un des minéraux principaux reste la chlorite. Nous proposons d'adopter définitivement cette terminologie, évitant le terme trop compliqué de spilite albito-chloritique à hématite.

1. Gabbros

Nous avons déjà dit dans la description des affleurements, que nous donnons le nom de gabbro à des roches très sodiques (à albite), d'une part à cause de leur caractère structural nettement gabbroïde et d'autre part à cause de l'usage qui s'est établi de les appeler ainsi (H. P. CORNELIUS, 1935). Ces roches sont à considérer comme un faciès particulièrement grossier dans le groupe des spilites; il ne semble pas qu'elles aient nécessairement une origine aussi profonde que celle que l'on attribue à des roches si grenues.

a) La Mouille Ronde, le Torrent des Bounaz

Gabbro albitique à hornblende brune

Minéraux constitutifs

L'albite est blanche à l'œil nu, avec un léger reflet bleuâtre; elle ne possède pas de formes cristallines visibles.

Sous le microscope, on observe des grains allotriomorphes, de taille moyenne, souvent associés selon la macle de l'albite et de la péricline. La séricitisation est intense.

Angle d'extinction dans la section $\perp p$ $g_1 = -17^\circ$.

La hornblende brune, grâce à son pouvoir de cristallisation plus accentué que celui de l'albite, se présente, à l'œil nu, sous forme de cristaux allongés, de couleur vert-gris sale, qui peuvent parfois atteindre la longueur remarquable de 10 à 15 cm.

Sous le microscope, on observe des plages rectangulaires allongées. Les propriétés optiques de ce minéral sont les suivantes:

$2V = -80^\circ$.

Pléochroïsme: $n_g =$ brun foncé, $n_m =$ brun, $n_p =$ jaune pâle, $n_g - n_p = 0,03$.

Angle d'extinction sur la section $g_1 = 12^\circ$.

La hornblende est toujours dans un état avancé de chloritisation. La moyenne de trois analyses planimétriques sur des échantillons différents nous donne un pourcentage de 56% de hornblende chloritisée. La chlorite, qui s'est formée aux dépens de la hornblende, est de couleur vert clair, uniréfringente, non pléochroïque. La chlorite secondaire¹³⁾, beaucoup plus rare (3%), est d'une couleur verte plus foncée.

Toutes les plages de hornblende sont criblées de petits grains de sphène. Dans les diaclases on observe fréquemment de petits grains d'albite presque

¹³⁾ Variété de chlorite peu fréquente qui remplit des veinules, et qui est nettement postérieure à la formation du gabbro.

jamais maclés. L'épidote et la calcite forment des inclusions assez rares dans la hornblende.

L'ilménite se présente sous forme de grains isolés, de forme découpée, comme dans la structure sidéronitique de certaines péridotites.

Sur une surface polie, on observe un début de transformation en leucoxène assez bien marqué.

Parmi les minéraux secondaires et accessoires citons: l'épidote-clinozoïsite, la chlorite, la calcite et la vermiculite. L'épidote-clinozoïsite est un minéral verdâtre, dispersif dans les tons bleus. $n_g - n_p = 0,04$. Ce minéral constitue surtout de minces filonnets qui traversent la roche. Il s'agit donc bien d'un minéral secondaire. On le rencontre aussi, mais beaucoup moins souvent, en petites inclusions de forme quelconque dans les plages d'albite et de hornblende. A part la chlorite qui se forme aux dépens de la hornblende, il existe encore une autre variété de ce minéral, la chlorite secondaire, quantitativement peu importante. Plus verte, elle n'est pas liée à la hornblende, mais se trouve souvent en plages isolées au milieu des petits filonnets d'albite. La calcite, très rare, joue un rôle tout à fait accessoire, de même que la vermiculite (pour sa description, voir p. 75).

La structure du gabbro est hypidiomorphe grenue. Les grands cristaux de hornblende brune sont régulièrement distribués dans la masse des grains allotriomorphes d'albite.

Analyse planimétrique

	Coupe 86	Coupe 89	Coupe 91	Moyenne
1. Albite	33	61	56	50
2. Hornblende	25	9	13	16
3. Hornblende chloritisée	20	16	17	17
4. Epidote	9	8	6	8
5. Chlorite	7	1	3	4
6. Ilménite	6	5	5	5
7. % calculé	(45)	(66)	(57)	(56)
	100	100	100	100

Sous le chiffre 7 nous avons indiqué le rapport de la hornblende chloritisée à la hornblende totale. Il ressort qu'en moyenne, à peu près la moitié (56%) de la hornblende est chloritisée.

b) Mouille Ronde

Dans les brèches ophiolitiques de la région de la Mouille Ronde, nous avons trouvé des éléments de gabbro, différant passablement du gabbro qui s'y trouve en place.

Gabbro albitique à diallage ouralitisé

A l'œil nu, texture gabbroïque hypidiomorphe grenue.

Sous le microscope, l'on observe des grains allotriomorphes d'albite, passablement séricitisée, souvent finement maclée selon les lois de l'albite et de la péricline. De grandes plages de diallage, couleur brun sale, non pléochroïque,

avec une biréfringence maxima de 0,023, sont entourées d'une auréole, en général assez fine, d'amphibole brune, très pléochroïque (n_g = brun verdâtre foncé, n_m = brun plus clair, n_p = jaunâtre très clair). $2V = -80^\circ$, biréfringence maxima = 0,021. Extinction sur $g_1 = 14^\circ$. Nous sommes en présence d'une sorte de hornblende brune d'origine magmatique. Par endroits, cette amphibole brune passe insensiblement à une amphibole vert-bleu. Cependant, ce passage graduel, qui pourrait provenir d'une variation continue dans la composition chimique, n'est pas visible en général, et les deux amphiboles se présentent séparément. L'amphibole vert-bleu, très pléochroïque (n_g = vert bleuâtre, n_m = vert jaune, n_p = jaune pâle), a une biréfringence légèrement supérieure à celle de la hornblende brune. En effet $n_g - n_p = 0,024$. L'extinction sur g_1 est sensiblement la même: 16° . La vermiculite, assez abondante par endroits, se présente sous forme de lamelles assez trapues. Elle est pléochroïque (n_g = brun clair, n_p = incolore). Pratiquement uniaxe négative, elle possède un allongement positif et polarise dans le jaune de premier ordre. Extinction = 4° , par rapport à la trace de (001). Les plages de vermiculite sont partiellement envahies par de la chlorite. Celle-ci se trouve aussi en petites fibres autour de l'amphibole vert-bleu, et dans le fond d'albite. L'épidote et l'actinote jouent un rôle tout à fait accessoire.

La structure est hypidiomorphe grenue. Les éléments ferromagnésiens sont régulièrement distribués dans la masse des grains allotriomorphes d'albite.

Mesure planimétrique

Albite	48
Diallage	13
Amphibole brune	5
Amphibole verte	14
Phyllite	20
	<hr/>
	100

Comme il s'est avéré pratiquement impossible de distinguer quantitativement la chlorite et la vermiculite, nous avons groupé ces deux minéraux sous le terme plus général de phyllite.

Essai d'interprétation génétique

Les observations faites au microscope nous donnent quelques indications précieuses pour établir une paragenèse probable de cette roche.

Le diallage est entouré par l'amphibole brune, qui à son tour passe insensiblement à l'amphibole vert-bleu.

La présence de vermiculite suppose à l'origine un mica noir qui a été légèrement métamorphosé par la suite.

Ces faits d'observation nous permettent d'établir la succession probable suivante:

Diallage	-----
Albite	-----
Amph. brune	-----
Amph. verte	-----
Vermiculite	-----
Chlorite	-----

On a nettement l'impression qu'un «magma albitique» a fait intrusion, au sens large du terme, dans une pyroxénite, éventuellement micacée, en la réduisant à l'état de brèche magmatique très fine. Si l'on admet que cette roche s'est formée par ce processus, pourra-t-on retrouver une pyroxénite dans l'état où elle se trouvait avant l'intrusion du magma albitique? La roche décrite est trop rare dans la région étudiée pour permettre de répondre à cette question.

Gabbro albitique à hornblende chloritisée

D'après une mesure planimétrique, cette roche est composée de 80% d'albite et de 19% de hornblende chloritisée. Il ne s'agit donc pas d'une albitite pure, comme on serait tenté de l'appeler à première vue.

L'albite se présente sous forme de plages exceptionnellement grandes, dont certaines occupent les $\frac{2}{5}$ de la surface de la coupe. Elle est maclée selon les lois de l'albite et de Karlsbad, et les mesures effectuées nous montrent qu'elle est remarquablement pure, proche de l'albite idéale. Son aspect est poussiéreux et elle est passablement séricitisée. En quelques endroits, il existe, au milieu des grandes plages, des zones assez réduites où l'albite est plus claire et limpide. Très souvent on peut observer des traînées de leucoxène, disposées vaguement en forme de plume. Parfois ces mêmes traînées s'orientent dans la direction des macles polysynthétiques de l'albite.

Il est intéressant de noter qu'autour des plages de hornblende chloritisée l'albite se morcelle toujours en petits grains allotriomorphes. Ce phénomène, qui se répète dans cette coupe d'une façon constante, peut être interprété comme un début de cataclase.

La hornblende est complètement épigénisée par une chlorite verte, uniaxiale. En outre, elle est envahie par un très grand nombre de petits grains de leucoxène.

Comme minéraux, tout à fait accessoires, mentionnons l'épidote et l'apatite.

La structure est panidiomorphe grenue, avec une tendance à la structure cataclastique.

Ce type de gabbro est assez semblable à celui que nous avons décrit en place, sous (a), dans lequel des traînées, plus claires en raison de leur forte teneur d'albite, sont fréquentes. La roche que nous décrivons pourrait dériver d'une partie très leucocrate d'une traînée.

2. Albitite

a) Inconnue en place.

b) Mouille Ronde; partiellement chloritisée: le Crêt.

Ces roches sont très rares dans la région des Gets. On les trouve sous forme d'éléments de brèches ophiolitiques; au Crêt quelques ophisphérites ont un centre constitué par de l'albitite (voir p. 119, et M. VUAGNAT et F. JAFFÉ, 1953).

A l'œil nu, l'albitite se présente comme une roche blanchâtre, parcourue par un réseau de fines diaclases vertes, remplies d'épidote.

En coupe mince, cette roche est constituée presque uniquement par de l'albite. Les diaclases sont remplies d'épidote, et l'on remarque quelques petites écailles de chlorite.

L'albite se présente sous deux formes. Nous avons des plages, généralement allongées, maclées selon les lois de l'albite et de Karlsbad, à contours irréguliers. Ces cristaux sont pigmentés, en lumière naturelle, par une substance brun clair. Ils sont cependant très frais et la séricitisation les affecte très peu. Nous avons en outre des agrégats microgrenus d'albite complètement limpide et incolore en lumière naturelle.

La structure est foliacée, microgrenue pour les agrégats d'albite.

L'albitite n'appartient pas nécessairement au groupe des spilites. W. E. TROEGER (1935), par exemple, la range dans la famille des aplo-syénites. Mais il semble bien plus probable qu'ici, dans un milieu de roches essentiellement spilitique, l'albitite procède du magma qui leur a donné naissance, par une différenciation singulière, mais connue dans d'autres localités (Mont Genève).

3. Diabases intersertales

Présentes dans de nombreux pointements de la région des Gets, ces roches n'y sont pourtant pas largement répandues. Dans les Préalpes Romandes, en revanche (K. ARBENZ, 1947, p. 34), les diabases intersertales («Ophiolithe ophitischer Struktur») constituent la plus grande partie des roches vertes connues.

Diabase intersertale albito-chloritique

a) La Mouille Ronde, zone du Col de la Ramaz, le Vuargne, les Pentès du Bouvier, les Lanches : partiellement chloritisée ; le Bartoli (ophisphérite cyclopéenne).

Des diabases intersertales en masses appréciables se trouvent à la Mouille Ronde et dans la zone du Col de la Ramaz. Au Vuargne elles constituent des sills dans les pillow lavas. En plusieurs endroits elles sont associées aux granites et aux arkoses. Ainsi, à la Rosière, les brèches diabasiques débutent par un épisode franchement diabasique, très court (p. 12); aux Lanches, enfin, nous n'avons pu observer qu'à l'échelle de l'échantillon une intrusion diabasique dans les arkoses (fig. 11, p. 34).

A l'œil nu, ces diabases sont des roches d'un vert franc, assez compactes, un peu altérées lorsqu'elles sont en masses relativement petites, comme dans la zone du Col de la Ramaz. Parfois, elles sont parcourues par des veinules nettement secondaires de calcite.

Minéraux constitutifs

L'albite, constituant principal de la roche, se présente sous forme de sections prismatiques allongées, souvent à contours indentés, donnant une structure

intersertale très typique (voir fig. 22 et 23). Son aspect est souvent chagriné, à cause d'innombrables inclusions extrêmement petites d'un minéral apparemment incolore, indéterminable par des méthodes optiques. Quand la roche est un peu altérée, l'albite se charge de pigments ferrugineux, facilement décelables en lumière réfléchie oblique, et qui lui donnent un aspect brunâtre sale. Il peut arriver qu'elle se charge de fines paillettes de séricite et de chlorite. Enfin, dans le cas d'une altération plus poussée, elle est tellement chargée de carbonate et de sphène que sa détermination devient impossible.

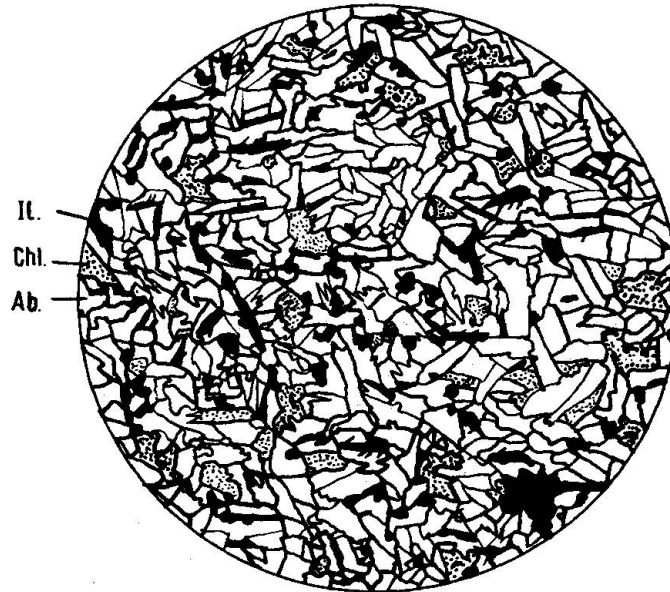


Fig. 22. Diabase intersertale albite-chloritique. (La Mouille Ronde).
12 ×, lumière naturelle. Ab: albite; Chl: chlorite; Il: ilménite.

Les macles plus fréquentes sont celles de l'albite et de l'acline. Nous avons tenu à vérifier soigneusement la teneur en chaux de l'albite. Toutes les mesures d'après les méthodes ordinaires et au microscope Fedoroff (L. DUPARC et M. REINHARD, 1924) ont permis de déterminer la parfaite pureté de l'albite. Ce résultat est d'un intérêt particulier pour les diabases de la zone du Col de la Ramaz. D'après M. MICHEL-LEVY (1892), leur plagioclase est de l'andésine. Cette détermination incorrecte, effectuée à une époque où des méthodes exactes pour la détermination des plagioclases étaient inconnues, a conduit cet auteur à définir comme kersantite la roche étudiée. Nous abandonnerons donc définitivement ce terme.

Voici les résultats des mesures au microscope Fedoroff:

		n_g	n_p	n_m		
Axe de macle	1—2	25	85	75	(010)	$2V = -76^\circ$
Plan de macle	1—2					
Plan du clivage	C_1	-75	-70	-29	(001)	

Le phénomène de l'épitaixie des albites constitue une propriété caractéristique des diabases et, avec moins d'importance, des gabbros, de la région étudiée.

L'albite, nettement postérieure, qui remplit de minuscules veinules, est beaucoup plus limpide en lumière naturelle que celle qui constitue la plus grande partie de la roche. En revanche, en lumière polarisée, on s'aperçoit que les cristaux d'albite des veinules prolongent en général les cristaux d'albite primaire de la roche. Ainsi, un cristal peut appartenir d'une part à la veinule (où il sera très limpide), d'autre part à la roche encaissante (où il aura l'aspect poussiéreux caractéristique que nous avons décrit auparavant).

La chlorite remplit les vides laissés par la cristallisation des individus d'albite, qu'elle moule souvent avec fidélité. Elle remplit fréquemment les interstices laissés par les cristaux d'albite et forme autour de ceux-ci de minces pellicules.

Elle est d'une jolie couleur vert-bouteille, souvent pléochroïque (couleurs de pléochroïsme vert-bouteille et incolore). Généralement uniaxiale, elle est souvent dispersive dans les teintes bleu foncé, parfois même anisotrope dans les gris de premier ordre.

Quelquefois les grains de chlorite sont remplis d'un agrégat d'écaillés très fines d'actinote, anisotropes, polarisant dans le jaune de premier ordre. Le caractère secondaire de cette actinote est toujours bien définissable: on peut observer le début de son développement par petits noyaux, ou bien l'agrégat reste entouré de chlorite uniaxiale.

Il arrive que des minéraux du groupe de la serpentine (chrysotile) accompagnent la chlorite de ces diabases. Ils se disposent en fibrilles alignées perpendiculairement à la longueur de la plage qui les réunit. Ils sont en général anisotropes (polarisants dans le jaune de premier ordre) et ne contiennent pas d'inclusions d'ilménite et de leucoxène, fréquentes dans les chlorites typiques.

Il faut considérer la chlorite comme minéral primaire (de protoformation); on n'a jamais fait d'observation permettant de la considérer comme un produit d'une pseudomorphose quelconque.

Sphène et leucoxène sont relativement abondants. Ils se présentent sous forme de petits grains irréguliers, isolés ou associés indifféremment à l'albite ou la chlorite. Le leucoxène est parfois le produit d'altération de l'ilménite et se dispose alors en bordure de celle-ci.

Le minéral opaque est de l'ilménite. Il peut se présenter en grandes plages à contours lobés, ou sous forme d'aiguilles en très petites plages qui criblent les cristaux de chlorite, ou encore sous forme d'agrégats vaguement squelettiques. Elle est souvent altérée, se transformant alors en leucoxène et parfois même en limonite.

Parmi les minéraux accessoires, citons la hornblende, l'apatite, la calcite et le quartz. La hornblende est représentée parfois par sa variété brune (la Mouille Ronde), ou bien par sa variété verte (zone du Col de la Ramaz) toutes deux disposées en plages très rares, exemptes de chloritisation. Réciproquement il n'y a pas lieu de voir dans la chlorite une hornblende chloritisée. L'apatite se trouve sous forme d'aiguilles et d'inclusions dans tous les autres minéraux. Elle semble donc avoir cristallisé en dernier lieu. La calcite joue un rôle en général tout à fait accessoire. Quelquefois elle est nettement secondaire et envahit la roche par de petits filonnets. Le quartz enfin, est présent en quantité très limitée seulement dans les diabases de la zone du Col de la Ramaz. Sous forme de petites plages allotriomorphes, il semble faire partie intégrante de la roche, et non pas avoir

migré dans la diabase à partir des sédiments encaissants. Il s'agit donc de diabases légèrement quartziques.

Mesure planimétrique

Diabase intersertale albito-chloritique (Mouille Ronde, pour l'analyse de l'échantillon voir p. 104).

Albite	44
Chlorite	38
Sphène	17
Minéral opaque	1
	<hr/>
	100

Il existe une analogie frappante entre les diabases décrites ci-dessus et celles situées dans la même position tectonique dans les Préalpes Romandes, étudiées récemment par M. VUAGNAT (1946) et K. ARBENZ (1947).

b) La Mouille Ronde, le Torrent des Bounaz, le Plenay.

Exception faite pour la Mouille Ronde, les diabases typiques intersertales sont très rares dans les brèches ophiolitiques. Nous en avons trouvé un seul exemplaire au Torrent des Bounaz et un autre au Plenay, où leur structure intersertale est particulièrement grossière (fig. 23).

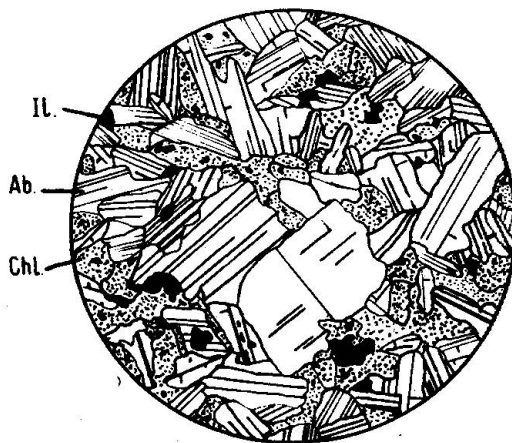


Fig. 23. Diabase intersertale grossière albito-chloritique. (Le Plenay). 12×, lumière naturelle. Ab: albite; Chl: chlorite; Il: ilménite. Le grand individu dans la partie inférieure du dessin est maclé suivant la loi acine-Ala.

Diabase intersertale albito-chloritique à pyroxène

a) Inconnue en place.

b) La Mouille Ronde, le Torrent des Bounaz; partiellement chloritisée: le Crêt, totalement chloritisée: le Torrent des Bounaz.

Cette variété de diabase intersertale, très rare et d'ailleurs inconnue en place, diffère de celle que nous venons de décrire par sa richesse en pyroxène.

Celui-ci est une augite tantôt incolore, pauvre en fer (leucaugite), tantôt titanifère, facilement reconnaissable à sa couleur violet pâle et son pléochroïsme caractéristiques. Angle d'extinction maximum: 45° . $n_g - n_p = 0,025$.

4. Diabases porphyriques

(à phénocristaux d'albite dans une pâte à structure intersertale)

Ce type de diabase est beaucoup plus rare que les diabases intersertales.

Diabase porphyrique albitochloritique

a) et b) Mouille Ronde.

Sur un fond constitué d'une diabase intersertale albitochloritique identique à celle décrite à la p. 77, on observe des phénocristaux d'albite, de forme trapue ou allongée, de contour rectangulaire, généralement maclés selon la loi de l'albite et de la péricline. Ces phénocristaux, qui peuvent atteindre une longueur de 1 mm, sont en général séricitisés. On note encore des plages informes d'augite de taille un peu supérieure à celle des éléments habituels de la pâte.

Diabase porphyrique à albite et hornblende brune

- a) Torrent des Bounaz (voir fig. 4, p. 17 et p. 20).
- b) Partiellement chloritisée: le Crêt.

Les ophisphérites plus courantes sont constituées par cette roche (voir p. 113).

5. Diabase à structure hypidiomorphe albitochloritique

- a) Le Plenay (où la diabase enrobe le granite).
- b) Le Torrent des Bounaz.

Diabase albitochloritique

A l'œil nu, ce type curieux de diabase, très rare, se présente comme une roche verdâtre à grain fin, dans laquelle on reconnaît la chlorite: de couleur vert bouteille, sur un fond blanchâtre d'albite. Sa structure particulière n'est par contre pas visible à l'œil nu.

Au microscope (fig. 24), on observe les minéraux constitutifs normaux des diabases: leurs contours sont arrondis, et l'ensemble des grains de forme quelconque donne à la roche sa curieuse structure allotriomorphe. L'albite est passablement séricitisée. Les plages de ce minéral sont toujours finement fissurées par un phénomène de protoclaste et les fentes sont remplies par de la chlorite. Les plages maclées sont assez rares. La chlorite, de couleur vert-jaune à vert-bou-

teille, se présente sous forme de plages allotriomorphes, ou encore elle tend à se disposer en prismes allongés, formés par la juxtaposition de nombreuses fibres parallèles, à pléochroïsme variable. Toutes les plages de chlorite sont reliées entre elles par des veinules extrêmement fines, qui courent entre les plages d'albite; ainsi celles-ci sont toujours enrobées d'une mince pellicule chloritique. Il semble donc que la chlorite soit légèrement postérieure à l'albite, ou qu'elle ait éventuellement gardé une certaine mobilité après la cristallisation du feldspath. L'ilménite est distribuée uniformément dans la roche en petites gouttelettes de forme irrégulière. Dans les plages de chlorite, elle offre la forme de points minuscules, souvent leucoxénitisés. L'apatite est incluse en fines aiguilles dans les plages d'albite. L'épidote constitue par endroits des filonnets d'allure nettement secondaire.

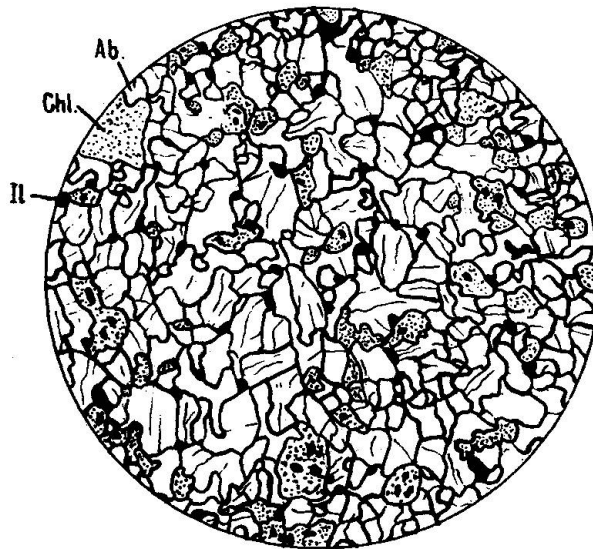


Fig. 24. Diabase hypidiomorphe albite-chloritique (élément de la brèche diabasique du Torrent des Bounaz). 12 \times , lumière naturelle.

Ab: albite; Chl: chlorite; Il: ilménite.

Il est difficile de se représenter les conditions qui ont donné naissance à une roche que l'on peut définir comme une diabase par sa composition minéralogique, mais qui possède une structure anormale.

Mesure planimétrique

Albite	64
Chlorite	24
Ilménite	5
Sphène, apatite	2
Epidote	5
	<hr/>
	100

6. Diabases constituant le centre des ophisphérites

Nombreuses sont les ophisphérites à cœur diabasique. On y distingue les types suivants :

Diabases intersertales à albite et hornblende brune.

Diabases intersertales à albite et hornblende verte.

Diabases intersertales à albite et pyroxène.

Diabases porphyriques (à phénocristaux d'albite) à albite et hornblende brune.

Diabases porphyriques et à pâte à structure trachytique à albite et hornblende brune.

Diabases à structure hypidiomorphe à albite et hornblende brune.

Diabases à structure hypidiomorphe à albite et hornblende brune, à grands cristaux de hornblende.

Leur description sera donnée plus loin.

7. Les pillow lavas ¹⁴⁾

Tandis qu'une diabase est définie par sa structure, les laves en coussins (pillow lavas), roches à structure hétérogène, demandent une définition plus soignée. Nous nous bornerons ici à rappeler d'une façon sommaire comment est constitué un coussin typique. Le lecteur trouvera dans les travaux détaillés de M. VUAGNAT (1946, 1951a) le développement des problèmes souvent ardues que soulèvent ces roches.

Le magma spilitique qui s'épanche au fond de la mer se consolide en général sous forme de coussins. Un coussin peut être défini comme un corps de forme variable, sphéroïdale, de taille variable (diamètre de 0,2 à 1 et même parfois 3 m), souvent elliptique, possédant à sa base un pédoncule (voir p. 47 l'importance géologique de cette disposition). Si nous examinons la roche qui constitue un pillow, en partant du centre, nous observons des variations importantes, structurales, minéralogiques et chimiques; pour le moment seules les premières retiendront notre attention. Le centre est formé d'une diabase intersertale typique, ne différant en rien de celle qui constitue un filon. Puis la structure change graduellement, devient intersertale divergente, intersertale étoilée, et plus près du bord arborescente. Enfin, très près du bord, les cristaux d'albite se disposent en fibres très fines groupées en sphérolites contigus plus ou moins nets: on a alors une diabase arborescente sphérolitique. Au bord

¹⁴⁾ Le terme anglais de «pillow lava» s'est introduit largement dans les ouvrages de langue française. Nous employons donc indifféremment et dans le même sens les mots «pillow lava» et «lave en coussins».

même du coussin, ces sphérolites, plus communément appelés varioles, s'individualisent complètement; ils sont isolés les uns des autres, entourés de chlorite: la structure devient variolitique. Entre les coussins existe une masse interstitielle, appelée matrice, constituée uniquement par de la chlorite. On comprend donc que le terme de variolite, employé assez souvent pour désigner des laves en coussins, n'est pas correct et qu'il convient de l'abandonner complètement.

La description des modifications structurales qui vient d'être esquissée est très schématique. En fait, des variations innombrables interviennent dans l'arrangement des coussins.

a) *Pillow lavas albito-chloritiques*

a) Le Vuargne.

b) Rares: les Pentes du Bouvier, le Torrent des Bounaz, le Marderet, la Mouille Ronde, le Plenay, le Mont Caly, le Cannevey.

C'est au Vuargne que se trouvent les seules coulées sous-marines typiques connues dans les Préalpes; le petit bloc de pillow lavas albito-hématitiques des Fenils, dans la région de Rougemont (B. CAMPANA, 1943, p. 46; M. VUAGNAT, 1946) n'est qu'un fragment d'une formation analogue.

Les coulées du Vuargne sont formées uniquement de spilites albito-chloritiques. Ce fait mérite d'être souligné; nous verrons en effet que les termes albito-hématitiques prédominent largement dans les brèches dérivant de l'éclatement de coulées sous-marines.

Dans l'ensemble, l'étude des coulées du Vuargne est une tâche assez ingrate. Situées dans une pente très raide, au sud, les roches qui les composent sont difficiles à échantillonner et souvent très altérées. Les pillows bien formés sont rares ou mal visibles. A l'œil nu, les roches sont d'un vert-clair assez sale, avec des taches rouges assez fréquentes provenant de l'altération de minéraux ferrifères.

Sous le microscope, leur composition minéralogique se montre assez constante et monotone. Les minéraux constitutifs sont l'albite, la chlorite et le leucoxène. Comme minéraux accessoires ou secondaires, signalons d'abord la calcite, puis un minéral opaque (vraisemblablement de l'hématite) et enfin un minéral du groupe des serpentines qui pseudomorphose en partie de petits cristaux d'olivine.

Au Vuargne, les variations structurales du centre au bord des coussins sont beaucoup moins tranchées que dans le cas idéal que nous avons esquissé (p. 83). Nous n'avons jamais trouvé des coussins avec un centre nettement intersertal ou même intersertal divergent; il est en général arborescent, et le bord franchement arborescent-sphérolitique. Le coussin

dont nous avons fait deux analyses (centre et bord, p. 106) est un peu plus différencié: au centre la structure est intersertale étoilée (fig. 25), et au bord comme d'habitude arborescente sphérolitique (fig. 26), présentant des varioles très petites, parfois disposées en trois ou quatre couches successives.

Il existe assez souvent aussi de grandes varioles d'un diamètre de 0,5 à 1 cm. Elles sont alors prises dans une pâte de chlorite.



Fig. 25.

Fig. 26.

Coussin albite-chloritique.

Centre: diabase intersertale étoilée.

Bord: diabase arborescente sphérolitique.

24×, nicols croisés.

Les conditions d'échantillonnage très précaires nous ont obligé à recourir à deux coussins pour l'analyse du centre et du bord d'une part, des varioles et de la chlorite d'autre part, ce qui est regrettable.

Il est intéressant de relever les variations de forme des minéraux constitutifs en fonction des variations de structure:

L'albite se présente, au centre, en partie sous forme de petits cristaux de forme trapue, maclés selon la loi de l'albite; ils rappellent la tendance à une structure plus grenue. Les microlites, fréquents dans les diabases intersertales étoilées, sont extrêmement fins et peuvent atteindre une longueur de 5 mm. Ils sont en

général constitués de deux individus maclés selon la loi de l'albite; dans le plan de macle on note souvent une pellicule très fine de chlorite, ou des granules de leucoxène, ou encore un peu de carbonate. Les microlites très allongés disparaissent quand on passe aux diabases à structure arborescente, où l'albite se dispose en fibres groupées en faisceau rayonnant, ce qui donne en nicols croisés une extinction roulante.

Une variole typique n'est pas constituée par un seul système de fibres d'albite se disposant, en coupe mince, comme les rayons d'un cercle, mais de plusieurs systèmes de fibres disposés irrégulièrement.

Le leucoxène se présente généralement en nuées de granules. Cependant ce minéral ne se dispose pas toujours au hasard: il montre une prédilection pour les plans de macle des individus d'albite. Dans les diabases arborescentes il forme aussi une sorte de trame arborescente qui épouse celle des fibres rayonnantes d'albite.

La chlorite n'a jamais de forme propre. Elle remplit, de préférence à l'intérieur du coussin, les espaces libres entre les cristaux d'albite et forme une trame de fond de la roche. Légèrement postérieure à l'albite, elle se glisse dans les plans de macle des microlites feldspathiques en esquissant des pellicules très fines. Parfois elle remplit de fines vacuoles de section circulaire. Ici et là, on observe des phénocristaux d'olivine pseudomorphisés en chlorite (on peut voir une microphotographie de ce phénomène dans le travail de M. VUAGNAT, 1946, p. 163). Ces cristaux d'olivine pseudomorphisés existent aussi à l'intérieur des varioles de grande taille. Alors l'olivine est remplacée par un minéral qui ressemble davantage au chrysotile qu'à la chlorite, à cause de ses teintes de polarisation assez vives et de sa structure maillée caractéristique. Ce cas mis à part, la chlorite que l'on observe à l'intérieur du coussin est de couleur verte, non pléochroïque, à peine biréfringente.

Les varioles isolées sont prises dans de la chlorite pure, éventuellement sou-poudrée de leucoxène. Ici la chlorite, toujours de couleur vert bouteille, peu ou pas pléochroïque, est un peu plus anisotrope et polarise jusque dans le jaune de premier ordre. Elle se dispose en fibres submicroscopiques, grossièrement parallèles, à extinction droite (voir p. 107 l'analyse de cette chlorite).

b) Pillow lavas albito-hématitiques

a) Les Pentes du Bouvier, le Torrent des Bounaz, le Plenay, le Mont Caly.

b) Le Marderet, la Mouille Ronde, le Cannevey.

D'une part ces roches constituent des brèches d'éclatement typiques, véritables coulées sous-marines crevées pendant leur épanchement (voir p. 91); il est raisonnable de les considérer alors comme des roches en place. D'autre part, on les retrouve avec une fréquence variable sous forme d'éléments dans divers types de brèches ophiolitiques. Notons qu'on ne les observe jamais parmi les éléments ophiolitiques des conglomérats poly-géniques du Torrent du Marderet: c'est l'association albito-chloritique qui est de règle (voir p. 96).

Sous le microscope on note, comme minéraux constitutifs, l'albite, la chlorite, l'hématite, le leucoxène et la calcite. L'albite se présente parfois sous forme de phénocristaux à contours rectangulaires, partiellement corrodés par la pâte. Ils sont souvent transformés par pseudomorphose en chlorite, en hématite ou en calcite. L'hématite est présente en quantité variable d'un échantillon à l'autre. Parfois elle a une importance assez réduite et ne fait que pigmenter la roche; souvent elle remplace partiellement la chlorite et quelquefois aussi l'albite. Dans les brèches diabasiques, elle forme d'un élément à l'autre une pâte rouge foncé, très fine (voir fig. 29, p. 92).

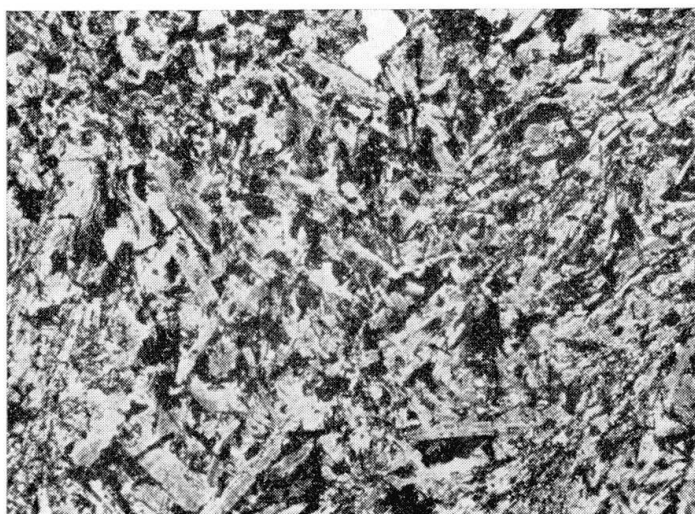


Fig. 27. Diabase intersertale divergente albito-hématitique. (Le Plenay).
Elément de brèche diabasique (centre de coussin?). $24\times$, nicols croisés.

La variété de structure est beaucoup plus grande que dans les diabases homologues albito-chloritiques. Nous avons reconnu des diabases albito-hématitiques intersertales, intersertales divergentes (voir fig. 27 et analyse 10), intersertales étoilées, arborescentes, sphérolithiques fibroradiées, etc. Par contre nous avons remarqué l'absence de termes nettement variolitiques. Si l'on connaît des pillow lavas bien formés, sans varioles, il est cependant possible que celles-ci ne se forment guère lorsque les conditions d'épanchement deviennent chaotiques. Il existe aussi des structures porphyriques, dans lesquelles de grands phénocristaux d'albite sont pris dans une pâte d'une des structures décrites plus haut. Notons enfin la présence fréquente de petites vacuoles remplies de chlorite, d'hématite et de calcite. On appelle diabase amygdalaire des diabases renfermant des vacuoles à calcite («Mandelstein» des auteurs allemands).

c) *Pillow lavas albito-leucoxéniques*

- a) Inconnus en place.
- b) Le Torrent des Bounaz, le Marderet.

Cette variété de laves en coussins est extrêmement rare dans la région des Gets. En effet nous n'en avons trouvé qu'un élément dans la brèche diabasique du Torrent des Bounaz et quelques éléments de la taille d'une noix dans les conglomérats polygéniques du Torrent du Marderet.

A l'œil nu, ces roches sont blanchâtres, aphanitiques, au point qu'on est tenté de les prendre pour des éléments de calcaires fins pris dans les conglomérats polygéniques.

Sous le microscope, elles sont constituées uniquement par de l'albite criblée par un nuage de petits granules de leucoxène. Nous avons observé des structures arborescentes et sphérolitiques fibroradiées.

8. Roches aberrantes

Nous décrirons dans ce dernier groupe de la famille spilitique quelques roches très rares et curieuses, difficiles à ranger dans une classification systématique.

a) «Lave» spilitique

- a) Inconnue en place.
- b) La Mouille Ronde.

Le magma spilitique s'épanche en général sous forme de laves en coussins. Nous avons trouvé cependant une roche, typiquement effusive, tout à fait différente de celles qui constituent les coulées sous-marines. Elle est extrêmement rare: dans toute la région des Gets, nous en avons trouvé seulement un élément dans une brèche ophiolitique de la Mouille Ronde, point 7, p. 42). Nous n'en avons jamais trouvé mention dans la littérature.

A l'œil nu, la «lave» spilitique se présente comme une roche verte très fine, à l'allure fluidale, avec de petites taches noires et des phénocristaux blanchâtres.

Sous le microscope, la pâte, très fine, felsitique, est difficile à résoudre avec les moyens optiques usuels. Elle se compose d'une alternance de traînées alignées de deux sortes, les unes transparentes et les autres presque opaques. Les traînées transparentes sont constituées, selon toute vraisemblance, par des grains très fins d'albite; les plus foncées, par un agrégat submicroscopique de leucoxène.

Dans la pâte, on trouve deux types d'éléments plus grands: des grains d'albite de taille petite à moyenne et des phénocristaux, plus grands, d'amphibole brune.

Autour de ces deux minéraux, on constate souvent de jolies figures de turbulence.

Les grains d'albite ne sont jamais maclés, mais ils ont pu être déterminés par l'étude des indices sur les bords de la coupe.

L'amphibole est une hornblende brune, très pléochroïque (n_g = brun foncé, n_m = brun, n_p = jaunâtre), avec une biréfringence maxima de 0,023. On observe une tendance à la chloritisation, laquelle est parfois assez poussée.



Fig. 28. Lave spilitique. (La Mouille Ronde). 24 ×, lumière naturelle. Notez les phénocristaux de hornblende brune, la pâte fluidale et les figures tourbillonnaires.

Sa pâte fluidale et les figures de turbulence typiques, sont autant de caractères qui permettent de définir avec sûreté cette roche comme une lave, qui aurait, dans les roches acides, son homologue parmi les rhyolites.

b) Spilite albito-calcitique

- a) Inconnue en place.
- b) Torrent des Bounaz.

Quelques éléments de la brèche diabasique du Torrent des Bounaz sont formés par cette roche très curieuse, qu'il est difficile de déterminer sur le terrain. En effet, elle ressemble passablement à une aplitite, mais réagit fortement à l'acide chlorhydrique; on est dès lors tenté de la ranger dans les grès. Elle est entourée, comme tous les éléments de cette brèche diabasique, d'une pellicule hématitique; parfois des pigments hématitiques pénètrent à l'intérieur de la roche sous forme de petites veinules rougeâtres.

Sous le microscope, on voit que la calcite constitue environ les trois quarts de la roche. Elle se présente sous deux aspects: plages assez grandes, limpides en lumière naturelle, et agrégats plus fins, poussiéreux. Les plages plus grandes ont une tendance à l'idiomorphie; on peut y voir un début de recristallisation. Entre nicols croisés, elles se révèlent criblées de paillettes de taille submicroscopique, qui donnent à la calcite l'aspect typique des feldspaths très séricitisés. Un autre carbonate, vraisemblablement de l'ankérite ou de la sidérose, se présente en gouttelettes dans la calcite. Sa couleur est plus rose, la biréfringence plus forte. L'albite se présente aussi sous deux formes distinctes: grandes plages isolées, et agrégats felsitiques fins. Les grandes plages ont des contours irréguliers, avec une légère tendance à l'idiomorphie; on pourrait admettre éventuellement une origine détritique. La séricitisation, assez poussée au centre, n'intéresse jamais le bord, qui est limpide en lumière naturelle. Les macles sont assez fréquentes, selon les lois de macle courantes. On observe aussi des individus d'albite maclés «en échiquier». Les agrégats felsitiques d'albite sont constitués par de minuscules cristaux, souvent maclés, ne possédant pas de forme propre. Il est possible que parfois une petite partie de ces agrégats soit constituée par une variété incolore de chlorite. La chlorite verte, du type courant, joue un rôle tout à fait secondaire.

Mesure planimétrique

Calcite	70%
Albite	29%
Chlorite	1%
	<hr/>
	100%

Interprétation

Il est impossible d'expliquer la genèse d'une roche qui n'est pas seulement extrêmement rare dans la région étudiée, mais dont on ne retrouve aucune mention dans la littérature. Aussi nous bornerons-nous à indiquer trois possibilités de formation:

1. Différenciation d'un magma produisant une spilite carbonatée avec une teneur anormalement importante de calcite primaire.
2. Mélange intime d'un magma très albitique avec une boue calcaire (dans ce cas il s'agirait d'une «mictite»).
3. «Arkose», dérivant de l'altération simultanée d'une spilite et d'un calcaire, et du mélange détritique des deux termes.

c) Roches à zoïsité: zoïsites

- a) Inconnues en place.
- b) Partiellement chloritisées: le Crêt, la Mouille Ronde.

Nous nous bornons à signaler ici ces roches très rares et curieuses, toujours en liaison avec les phénomènes de chloritisation; nous les décrivons en détail avec les ophisphérites (p. 123).

B. Les roches composites: Brèches ophiolitiques

Nous avons signalé dans la première partie de ce travail des roches composites de type assez différent. Il nous faut essayer maintenant de les grouper d'après certains caractères communs. En général, il sera impossible de saisir sur le terrain le passage d'un type à l'autre, étant donné l'espacement des affleurements.

Une question de nomenclature se pose dès le début. Peut-on nommer «brèches» des roches à éléments souvent arrondis ou subanguleux? A notre avis, cela est possible dans le cas particulier, car il s'agit souvent de brèches d'éclatement et il est peu indiqué de parler de conglomérats d'éclatement. Nous aurions aussi pu parler d'«agglomérats volcaniques». Il faut cependant tenir compte du fait que dans le cycle des roches spilittiques, des phénomènes volcaniques typiques tels que la surrection d'un volcan, l'éjection de bombes volcaniques, la formation de cheminées d'amenée, etc., ne sont pas du tout connus. C'est pourquoi le terme d'agglomérat ne peut s'appliquer aux roches étudiées, et le terme de brèche paraît le plus indiqué. Nous parlerons de conglomérat lorsqu'une érosion et une recimentation peuvent être supposées.

1. Brèche typique d'éclatement de coulées sous-marines

(Pentes du Bouvier, Torrent du Marderet, Plenay, Mont Caly)

Les épanchements spilittiques sous-marins tendent à se consolider sous forme de laves en coussins, mais cette disposition optima n'est pas toujours atteinte: souvent les coussins éclatent au contact avec l'eau de mer, au moment même de l'épanchement et il se forme une véritable brèche d'éclatement. Celle-ci est formée uniquement de diabases dérivant de coussins éclatés, comme leur structure le démontre clairement (diabases intersertales divergentes, diabases intersertales étoilées, diabases arborescentes, etc.). Dans ce type de brèche on ne trouve jamais de diabases franchement variolitiques. Si d'une part on sait que les coussins ne possèdent pas toujours un bord variolitique, il est aussi possible que les varioles ne se forment pas lors d'un épanchement chaotique.

Les brèches plus typiques de ce genre se trouvent en masses assez importantes aux Pentes du Bouvier (point 6, p. 10). Certains blocs dans le Torrent du Marderet peuvent provenir de l'érosion de cette région. Les formations du Mont Caly (p. 62) sont vraisemblablement du même type, mais les conditions d'affleurement très mauvaises ne permettent pas de l'affirmer avec certitude. Au Plenay, des diabases intersertales albitochloritiques (p. 59), par ailleurs très rares, accompagnent les diabases

provenant de laves en coussins éclatés. On peut faire dériver ces diabases intersertales soit du centre très grenu d'un coussin, soit d'un filon de diabase. Du fait de cette indétermination, on peut ranger les formations du Plenay soit dans ce type de brèche, soit dans le type suivant.

Ce type de brèche est appelé «Spratzdiabas» par les auteurs de langue allemande.

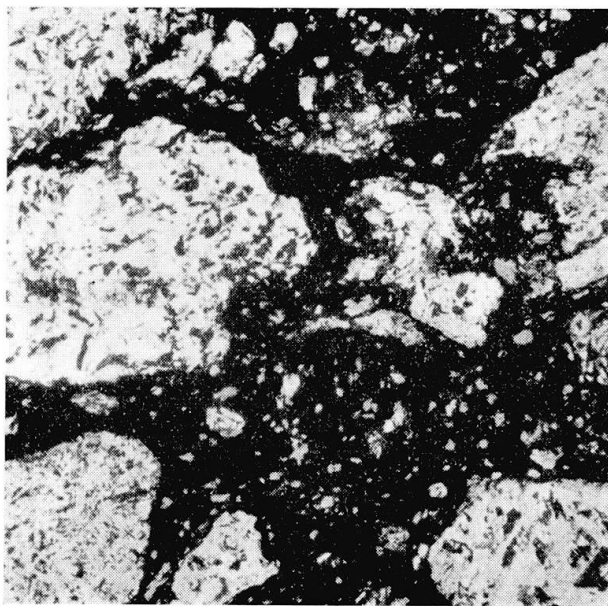


Fig. 29. Brèche d'éclatement. (Les Pentes du Bouvier). 24×, lumière naturelle. Débris de diabases albito-hématitiques dans une pâte hématitique.

2. Brèche d'éclatement de coulées sous-marines avec éléments aberrants

(Torrent des Bounaz, Plenay)

Comme dans les brèches typiques d'éclatement de coulées sous-marines, cette brèche est aussi formée en grande partie de diabases albito-chloritiques et surtout albito-hématitiques dérivant de l'éclatement de pillow lavas. Mais on trouve aussi, assez rarement, les éléments ci-dessous :

- Granite albitique (voir p. 68).
- Diabase intersertale albito-chloritique.
- Diabase intersertale albito-chloritique à pyroxène.
- Diabase à structure allotriomorphe albito-chloritique (voir p. 81).
- Diabase intersertale albito-leucoxénique, à vacuoles d'hématite.
- Diabase variolitique albito-chloritique, très riche en leucoxène.
- Spilite albito-calcitique (voir p. 89).

Il paraît très difficile de se faire une idée exacte des conditions de formation de cette brèche.

3. Brèche d'éclatement de coulées sous-marines à „enclaves“ de calcaires roses

(le Cannevey)

La brèche diabasique du Cannevey est essentiellement faite d'éléments dérivant de pillow-lavas (diabases albito-hématitiques et albito-chloritiques à structure intersertale étoilée, arborescente, arborescente sphérolitique), de forme subanguleuse à arrondie, cimentés par une substance hématitique fine. Cependant on y observe aussi, assez rarement, de petits rognons de calcaire rose, recristallisé, à grain moyen. Ces curieux rognons ont été signalés à plusieurs reprises. On les trouve en général entre les pillows, leur diamètre pouvant atteindre 30 cm (à Arosa: M. VUAGNAT, 1946; à Flix, dans la région du Oberhalbstein, Grisons: M. VUAGNAT, 1948 et 1951 b). Nous en avons observé aussi, en compagnie de M. VUAGNAT, lors d'une excursion dans l'Allgäu, dans la région de Baad et de Hindelang. Ces sédiments, dont l'étude reste à faire, posent pour le moment de nombreux problèmes. Pour expliquer leur présence on peut envisager plusieurs hypothèses de formation: les coulées sous-marines ont fait intrusion dans des boues calcaires, ou le magma a arraché des sédiments lors de son ascension (M. VUAGNAT, 1946), ou encore des calcaires se sont sédimentés dans les interstices des coussins, après l'épanchement qui a donné naissance à ces derniers: dans ce cas, il convient d'attribuer une durée assez considérable aux phénomènes éruptifs.

En Turquie, des «enclaves» analogues contiennent parfois des macrofossiles (Sir E. B. BAILEY, communication orale), ce qui parle plutôt en faveur de la dernière hypothèse.

4. Brèche d'éclatement à éléments sédimentaires

(la Carrière des Bounaz)

Dans les brèches d'éclatement typiques (type Pentes du Bouvier, p. 91) on ne trouve jamais d'éléments sédimentaires. Lorsque ceux-ci commencent à paraître dans une formation de ce type, celle-ci n'est plus composée uniquement de diabase dérivant de pillow lavas, mais on commence à observer, quantitativement peu importantes, des diabases intersertales grossières, des diabases à structure d'implication hiéroglyphique et même des débris très rares de kéraatophyre quartzifère. Dans cette brèche plus polygénique apparaissent donc de petits éléments chertoux à grain fin, verdâtres, à contours arrondis.

On peut admettre que cette brèche a son origine dans l'éclatement de laves en coussins qui ont entraîné avec elles, lors de l'épanchement, quelques débris d'autres roches.

5. Microconglomérats ophiolitiques à éléments et ciment sédimentaires

(le Plenay, le Crêt)

L'apport sédimentaire peut devenir beaucoup plus important que dans le type 4; on passe alors à des microconglomérats à éléments ophiolitiques et sédimentaires dans un ciment argileux. Dans ces roches un ciment argileux brun clair, teinté légèrement par endroits de pigments hématitiques, empâte des éléments cherteux et argileux. Les termes ophiolitiques peuvent diminuer d'importance jusqu'à jouer un rôle secondaire. Au Plenay ce microconglomérat forme par endroits le ciment liant les éléments de diabase albito-chloritique et albito-hématitique qui constituent les brèches diabasiques (fig. 18, p. 61).

Dans ces dernières on ne retrouve jamais les éléments sédimentaires contenus dans le ciment. Cette absence est difficilement explicable. Au Crêt, le microconglomérat devient plus polygénique. Dans un ciment argileux brun-clair, passant par endroits à un ciment nettement cherteux, on observe des éléments ophiolitiques, argileux, cherteux, et plus rarement des éléments de radiolarites à Radiolaires parfaitement conservés, au point que les piquants, cassés, sont encore bien visibles. En outre, on remarque la présence de petites plages de chlorite et de petits agrégats de quartz en grains très fins.

Les éléments sédimentaires ne dépassent jamais la taille d'un centimètre, et sont généralement plus petits. En revanche, les éléments ophiolitiques atteignent facilement la taille d'un poing. L'emploi du microscope permet de les rattacher généralement à des diabases provenant de pillow lavas (diabases chlorito-albitiques à structure intersertale, intersertale divergente, arborescente, etc.). Ces diabases sont très différents des roches constituant les ophisphérites, pourtant contiguës sur le terrain, et ne présentent pas trace de chloritisation: il est donc possible d'affirmer qu'elles ne proviennent en tout cas pas de l'érosion des ophisphérites. Ce microconglomérat est surmonté d'une série de calcaires marneux à *Globotruncana appenninica*, puis d'un bloc de radiolarites.

Il serait d'un grand intérêt de pouvoir déterminer dans quel ordre toutes ces roches étaient disposées primitivement. La chloritisation donnant origine aux ophisphérites, s'est-elle produite avant ou après la formation du microconglomérat? Autrement dit, ce dernier, et avec lui la

chloritisation actuellement sous-jacente, sont-ils pré- ou post-cénomaniens? Il est possible d'avancer autant d'arguments en faveur de l'une et de l'autre hypothèse et cette question très importante reste donc en suspens.

6. Conglomérats polygéniques

(Torrent du Marderet)

Entre les microconglomérats du type 5 et les conglomérats souvent grossiers du Torrent du Marderet, on ne connaît pas de termes de passage.

Ces deux types de conglomérats sont différents pour diverses raisons. Qualitativement les microconglomérats sont beaucoup moins polygéniques. L'affleurement qui a donné origine à ces blocs alluviaux est introuvable: il est peut-être entièrement érodé, ou alors bien caché par la couverture quaternaire. Par conséquent, il est difficile d'évaluer son volume initial; cependant, comme on retrouve dans les alluvions des blocs atteignant facilement le mètre cube, il est raisonnable d'admettre que leur masse initiale était considérablement plus grande. En revanche, on peut dire que les microconglomérats du type 5 ont été des accidents assez limités et locaux: au Crêt leur épaisseur globale, assez bien visible, ne dépasse pas 0,50 m.

Nous avons inspecté de nombreuses coupes minces dans ce type de conglomérat, dans l'espoir de trouver des microfossiles permettant de

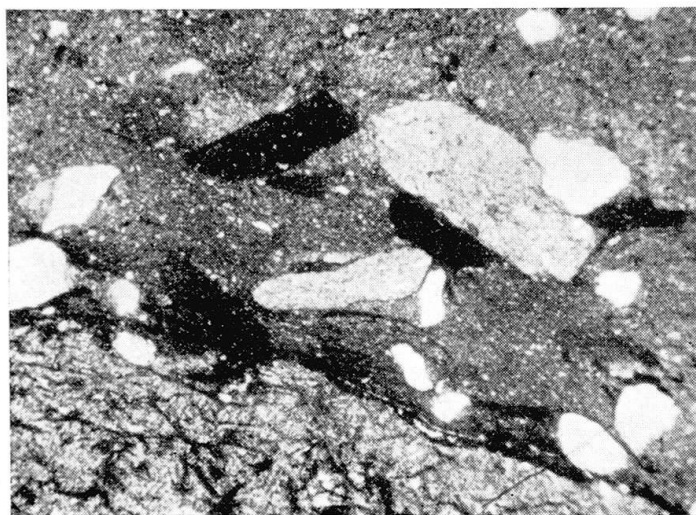


Fig. 30. Conglomérat polygénique. (Torrent du Marderet). $24\times$, lumière naturelle. En bas, partiellement visible, grand élément diabasique. Au centre, éléments d'argilite foncée et claire, et débris d'albite (très claire). Pâte calcaire.

le dater. Infructueux à cet égard, leur examen nous a fourni un inventaire des constituants, dont voici la liste :

Éléments cristallins

a) ophiolitiques

Très fréquents :

Diabase albito-chloritique intersertale.
 Diabase albito-chloritique intersertale divergente.
 Diabase albito-chloritique arborescente.
 Chlorite, en plages généralement assez petites ou en traînées.
 Albite, en petites plages.

Rares :

Diabase albito-chloritique intersertale très grossière (analogue à celle du Plenay, voir fig. 23, p. 80).
 Diabase albito-chloritique intersertale divergente à vacuoles de chlorite.
 Diabase albito-chloritique intersertale divergente à vacuoles de calcite.
 Diabase albito-leucoxénique arborescente.

Très rares :

Roche spilitique fortement calcifiée à pigment hématitique.

b) acides

Rares :

Granite albitique (quartz, albite, biotite verte partiellement chloritisée rare).
 Quartz, en petites plages dans la pâte.

Très rares :

Kératophyre quartzifère (phénocristaux de quartz, d'albite et de chlorite dans une pâte hyalopylitique).

c) sédimentaires

Très fréquents :

Argilite, plus ou moins brunâtre.
 Argilite gréseuse, plus ou moins brunâtre.
 Cherts à grain fin (la taille des grains pouvant varier légèrement d'un élément à l'autre).

Fréquents :

Calcaires à grain fin.
 Calcaires à grain moyen.
 Calcaires à grain grossier.

Rares :

Radiolarites à Radiolaires, à ciment partiellement calcitique.
 Cherts à rhomboèdres de carbonate.

Très rares :

Argilite gréseuse contenant une Lagéna.

Argilite gréseuse à tests de Lamellibranches, articles de Crinoïdes et plaques d'Echinodermes.

Argilite avec quelques petites plages d'albite (adinol?).

Radiolarite à Radiolaires passant à un chert à rhomboédres de carbonate.

Quartzite composée uniquement de grains de quartz cataclastiques, allongés et indentés!

Calcaire cataclastique mylonitisé dérivant d'une radiolarite calcifiée ou d'un calcaire à Radiolaires recristallisé.

Calcaire à grain grossier avec traînées de chlorite (ophicalcite).

Ciment

Généralement calcitique, fait de calcaire partiellement recristallisé.

Tantôt calcaréo-gréseux.

Tantôt argileux.

Au sujet de l'origine des éléments contenus dans ce conglomérat très polygénique, on peut faire les constatations suivantes :

1. Les éléments ophiolitiques, tous basiques, dérivent en grande partie de pillow lavas albito-chloritiques, dans une certaine mesure assez analogues à ceux du Vuargne. On peut admettre que les débris de chlorite dérivent de l'érosion de la matrice de ces pillows. Par contre, on ne retrouve jamais d'éléments dérivant des brèches d'éclatement constituées par de la diabase albito-hématitique (type Pentes du Bouvier). Il n'y a pas trace non plus de roches ultrabasiqes (serpentes ou de roches serpentines).

2. Les éléments acides contenus dans ces conglomérats sont du même type que ceux des différents pointements de la région des Gets. En revanche, le kéraatophyre quartzifère, d'ailleurs extrêmement rare, y fait totalement défaut.

3. Parmi les roches sédimentaires, les argilites, non caractéristiques d'une unité tectonique, peuvent provenir de l'érosion du flysch argileux de la nappe de la Brèche. La même origine est moins probable pour les cherts très fréquents et les calcaires, à grain grossier surtout. Radiolarites et quartzites n'existent pas, à notre connaissance, dans le flysch de la nappe de la Brèche. Enfin on est frappé par l'absence du flysch gréseux de cette nappe. Comment admettre une érosion du flysch argileux (I) et du flysch calcaire (III), si l'on ne retrouve pas la moindre trace de flysch gréseux (II) compris entre eux?

Les conglomérats que nous venons de décrire offrent une certaine affinité avec certains types des grès du Val d'Illicz (M. VUAGNAT, 1952). Mais tant qu'ils n'auront pas été trouvés en place, leur comparaison avec le flysch helvétique reste impraticable.

7. Brèche ophiolitique *sensu lato*

(la Mouille Ronde)

Des affleurements de brèche de ce type, en général très mal conservés, existent dans la région de la Mouille Ronde. Nous y avons reconnu les termes suivants :

- Gabbro albitique à diallage ouralitisé.
- Gabbro albitique à hornblende chloritisée.
- Albitite.
- Diabase intersertale albito-chloritique.
- Diabase intersertale albito-chloritique à pyroxène.
- Diabase porphyrique albito-chloritique.
- Diabase à structure étoilée albito-hématitique.

Dans le ciment, constitué par une pâte diabasique, on relève par endroits (point 2, p. 42), des débris d'argilite rouge. Il faut souligner l'absence de serpentine parmi les éléments de ces formations.

La brèche en question, composée presque uniquement des termes spilitiques, n'est pas un produit de l'érosion des roches ophiolitiques de la région de la Mouille Ronde. Les conditions où elle a pris naissance restent incertaines.

On pourrait aussi comprendre dans les brèches ophiolitiques s. l. les formations que nous décrivons dans le groupe suivant.

8. Brèches ophiolitiques chloritisées

(Torrent des Bounaz, la Pierre à Feu, le Bartoli, la Mouille Ronde, le Crêt)

Rappelons simplement ici qu'en plusieurs endroits des brèches ophiolitiques ont subi, à des degrés divers, les effets d'un remplacement ultrabasique.

C. Les roches ultrabasiques: Serpentes et roches connexes

La serpentine, roche déjà familière aux anciens géologues alpins, reste une énigme presque aussi mystérieuse qu'aux premiers jours de sa découverte. M. VUAGNAT (1951a).

1. Serpentine verte

(le Torrent des Bounaz, la Pierre à Feu, le Bartoli,
la Mouille Ronde, le Crêt)

La serpentine existe sous deux formes différentes: roche fraîche, grenue, à grands cristaux d'antigorite et de pyroxène, et pâte grumeleuse

très altérée. La serpentine grenue, de couleur vert foncé, se couvre d'une patine jaune rouillé très caractéristique au contact de l'eau. Elle s'altère localement en une substance talqueuse (la Mouille Ronde, la Pierre à Feu, voir p. 23).

L'étude microscopique de la serpentine est une tâche ingrate: dès qu'on veut examiner ses constituants avec précision, on se heurte à des difficultés de toutes sortes. Les propriétés optiques des minéraux constitutifs peuvent varier d'une section à l'autre; dans la littérature, les renseignements qui s'y réfèrent sont vagues et même contradictoires. Nous avons suivi les indications de S. MATTHES (1940).

La structure des serpentines étudiées est typiquement cellulaire.

Le fond de la roche est constitué par une serpentine fibreuse, presque incolore, très légèrement verdâtre, non pléochroïque, composée de trois variétés. Le chrysotile α se présente en rubans et en fibres allongées, formées par un assemblage de fibrilles transversales. Allongement et signe optique sont négatifs. Le chrysotile γ forme la masse de fond principale et se dispose en fibres entremêlées, en plages fibreuses et en gros rubans à biréfringence plus forte que celle du chrysotile α . Allongement et signe optique sont positifs. Une variété de serpentine isotrope, assez rare, est renfermée dans les mailles de chrysotile.

Dans cette masse de fond on observe les minéraux suivants:

Antigorite (ou serpentine lamellaire): grandes plages à contours arrondis, pléochroïques (couleurs de pléochroïsme vert et vert-jaune). Allongement positif. Biréfringence maxima: 0,011 à 0,013, plus haute que celle des chrysotyles. $2V$ variable, parfois assez petit. Signe optique négatif. Le minéral est constitué par un agrégat de fines lamelles parallèles, qui ne s'éteignent pas rigoureusement dans la même position: dans l'ensemble, l'extinction est sensiblement droite. Inclusions de leucoxène parallèle aux fibres assez fréquentes. Il ne semble pas que, d'une façon générale, l'antigorite soit le produit de remplacement (bastite) du pyroxène.

Pyroxène: incolore, monoclinique, du groupe augite-diallage; assez rare, en grandes plages à contours arrondis et très irréguliers (lobés). Ce minéral est souvent partiellement altéré et corrodé par la serpentine, de sorte que les grandes plages sont parfois morcelées.

Ilménite et chromite: rares, en plages à contours lobés.

Talc et calcite: rares, minéraux typiquement secondaires.

Olivine: fait important, ce minéral manque, constamment, dans les roches ultrabasiques de la région des Gets. Aucune preuve valable

n'existe donc à l'appui de la théorie génétique classique qui, par hydratation, fait dériver les serpentines des péridotites.

2. *Serpentine bariolée*

(la Mouille Ronde, le Bartoli)

Il s'agit d'une roche tachée de vert et de rouge, parcourue en tous sens par de fines veinules de calcite. Sa texture est bréchique.

Le microscope, y montre des plages floues de serpentine vert-jaune, accompagnée de traînées opaques, constituées, comme l'indique l'examen d'une surface polie, par un agrégat très fin de limonite. La serpentine s'altère, par endroits, en talc, disposé en petites écailles.

La chlorite, de couleur vert-bouteille, est plus rare.

Assez fréquente est une amphibole incolore, voisine de l'actinote, dont l'angle d'extinction mesuré sur g_1 atteint 20° .

La calcite remplit les filonnets et envahit une partie de la roche: on a l'impression qu'elle est tardive. Elle est criblée d'inclusions trop petites pour être déterminées par les moyens optiques, qui lui donnent un aspect rappelant un plagioclase dans un état avancé de séricitisation.

On peut aussi observer quelques petits grains d'un autre carbonate incolore, par endroits très légèrement brunâtre (faible pigmentation ferrugineuse?), à biréfringence très forte. Lui aussi est criblé de petites inclusions indéterminables, qui sont moins visibles que dans la calcite.

Nous croyons qu'il s'agit de sidérose ou d'ankérite.

Quelques petits grains très petits de pyrite.

3. *Ophicalcite et ophisilice*

(la Pierre à Feu, Vers le Pré, la Mouille Ronde, le Crêtet)

Ces roches sont si rares dans la région des Gets, qu'il est impossible de les étudier en détail: leur origine reste donc douteuse, d'autant plus que leur genèse est encore très discutée. Nous renvoyons le lecteur aux hypothèses génétiques désormais classiques de H. P. CORNELIUS (1935) et à celles, très récentes, de S. CONTI (1954).

Sous le microscope, une ophicalcite se montre composée de calcite et de chlorite, vert bouteille, dispersive dans les tons bleus. Au centre des grains de chlorite, on observe parfois des grains de limonite translucides, brun foncé.

L'ophisilice ressemble beaucoup à l'ophicalcite. Aux minéraux cons-

titutifs de cette dernière s'ajoute le quartz, disposé en agrégats de petits individus sans forme propre. Dans l'ophisilice de Vers le Pré, on observe des individus de quartz à extinction roulante et des plages de chlorite assez grandes localement pour donner à la roche une structure grenue. A l'œil nu, celle-ci ressemble passablement à un granite.

Ces roches, fait caractéristique, n'ont pas une structure typique, bien définissable. Parfois on croit être en présence d'une serpentine envahie par de la calcite, parfois on observe simplement un mélange très intime des différents minéraux constitutifs sans qu'il soit possible de fixer leur succession, parfois on croit enfin pouvoir reconnaître une véritable structure bréchique. Cette extrême variation de leur structure est l'un des facteurs qui ont rendu si difficile et ingrate l'étude de ces roches.

4. Brèche de serpentine à ciment calcitique

(le Crêt)

Dans la région des Gets, cette roche, très rare, affleure seulement dans la région du Crêt (voir p. 57).

Le microscope y fait voir des débris anguleux de serpentine verte, de taille très variable pouvant atteindre parfois un diamètre de 1 cm, dans un ciment de calcite passablement recristallisée. Aucune trace certaine d'organismes fossiles (fig. 31).

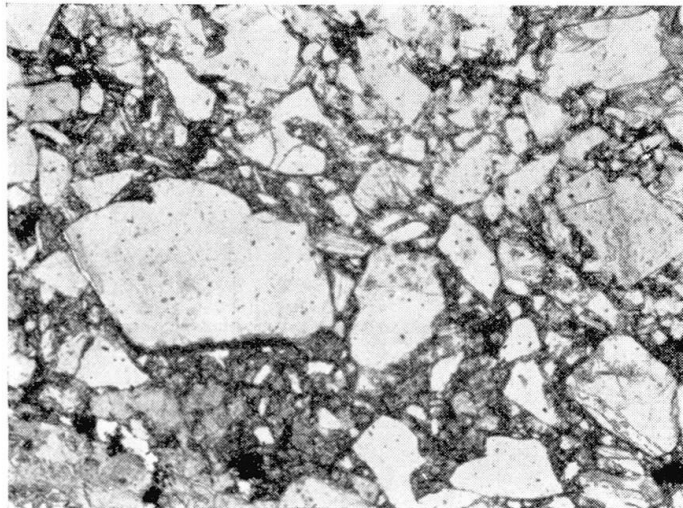


Fig. 31. Brèche de serpentine dans ciment calcitique. (Le Crêt).
24×, lumière naturelle.

Cette roche se rencontre abondamment au voisinage des ophisphérites du Mont Genève. Pour le moment, il n'existe à notre connaissance aucun argument pour prouver que la calcite soit d'origine sédimentaire plutôt qu'hydrothermale. Dans une formation macroscopiquement très semblable de l'Ile d'Elbe, l'origine sédimentaire du ciment calcitique est démontrée par la présence de Nummulites remaniés et de Discocyclines. (L. W. COLLET, 1934, et L. TREVISAN, 1950.)

D. Etude pétrochimique des ophiolites

On trouvera ci-dessous les résultats de l'analyse chimique des roches les plus intéressantes, principalement des roches spilitiques, parmi lesquelles il convient de ranger aussi les centres des quatre types d'ophisphérites analysées¹⁵). Nous traiterons plus loin de l'aspect pétrochimique de la formation de ces ophisphérites (p. 126).

Ces analyses, dues à M. le Professeur J. JAKOB, de l'Ecole Polytechnique fédérale de Zurich, ont pu être effectuées grâce à l'appui généreux du Fonds national suisse pour la Recherche Scientifique.

Un premier tableau réunit les résultats bruts des analyses, exprimés en pourcentage pondéral des oxydes.

Chaque analyse est reportée dans un deuxième tableau, avec indications de l'origine de l'échantillon, de sa composition minéralogique ou son mode (bref diagnostic microscopique), des paramètres de NIGGLI, la base et les valeurs Q-L-M. Pour les roches contenant CO₂, la base et les valeurs Q-L-M ont été calculées de deux façons :

Base I et Valeurs I: La calcite est calculée comme si CO₂ était primaire.

Base II et Valeurs II: On considère CO₂ comme étant d'origine secondaire (d'altération, par exemple) et Ca comme ayant été lié au silicium.

Enfin, s'il y a lieu, on ajoute pour chaque analyse des remarques particulières.

¹⁵) Pour l'analyse des granites, voir p. 69.

Tableau I

No. échantillon	C 2c	MR 157	Ba 1c	C 50c	V pc	V pb
No. analyse	2	3	4	5	6	7
SiO ₂	54,15	49,60	46,41	47,00	49,50	54,83
Al ₂ O ₃	17,59	15,69	15,87	16,73	14,75	15,68
Fe ₂ O ₃	0,94	2,52	1,27	2,23	2,77	1,94
FeO	1,07	6,96	6,94	4,94	6,81	5,07
MnO	0,12	0,17	0,25	0,21	0,19	0,11
MgO	10,05	7,41	10,06	9,87	7,95	5,78
CaO	1,94	3,57	3,24	7,17	3,16	2,42
Na ₂ O	8,38	5,39	5,72	4,54	5,76	7,63
K ₂ O	0,66	0,22	0,20	0,91	0,11	0,07
TiO ₂	0,53	3,40	2,87	1,79	2,24	2,19
P ₂ O ₅	0,22	0,43	0,41	0,32	0,18	0,18
H ₂ O ⁺	4,47	4,36	6,38	4,31	5,05	3,78
H ₂ O ⁻	0,22	0,36	0,13	0,06	0,79	0,42
CO ₂	—	—	0,42	—	0,80	—
Somme	100,29	100,08	100,17	100,08	100,06	100,10

No. échantillon	V va	V chl	P	C 27c	Ba 2
No. analyse	8	9	10	11	12
SiO ₂	56,20	33,62	50,42	38,25	39,13
Al ₂ O ₃	11,61	15,23	16,00	19,60	2,21
Fe ₂ O ₃	7,57	5,94	8,67	3,79	5,44
Cr ₂ O ₃	—	—	—	—	0,21
FeO	2,94	10,33	1,47	3,11	3,28
MnO	0,08	0,23	0,17	0,18	0,14
NiO	—	—	—	—	0,24
MgO	4,68	13,55	3,92	12,78	34,72
CaO	2,97	2,74	5,34	14,76	0,56
Na ₂ O	6,02	0,74	5,72	1,51	0,54
K ₂ O	0,33	1,29	0,44	0,09	0,10
TiO ₂	1,67	2,30	2,62	2,05	0,13
P ₂ O ₅	—	—	0,44	0,31	0,01
H ₂ O ⁺	5,53	11,76	4,75	3,26	12,19
H ₂ O ⁻	0,48	2,40	0,23	0,26	1,34
CO ₂	—	—	—	—	—
Somme	100,13	100,08	100,13	99,95	100,29

Tableau II

2. Albitite: centre d'ophisphérite (le Crêt, voir aussi p. 129).

Mode: albite, chlorite, sphène et leucoxène, clinozoïsite (voir p. 120).

Paramètres		Base		Valeurs de graphique	
si	145	Q	25,8	Q	25,8
al	27,5	Kp	2,3	L	51,3
fm	44,5	Ne	43,7	M	23,0
c	5,5	Cal	4,9		
alk	23,5	Fs	1,0	π	.098
		Fa	1,4	γ	.00
ti	1,1	Fo	20,2		
p	0,3	Ru	0,4		
		Cp	0,4		
k	0,05				
mg	0,9				

3. Diabase intersertale albite-chloritique (Mouille Ronde).

Mode: albite, chlorite, sphène, leucoxène, apatite, minéral opaque (voir p. 77).

Paramètres		Base		Valeurs de graphique	
si	133	Q	28,3	Q	28,3
al	25	Kp	0,9	L	41,3
fm	50	Ne	30,0	M	30,4
c	10,5	Cal	9,5		
alk	14,5	Sp	1,6	π	.23
		Fs	2,8	γ	.00
ti	6,9	Fa	8,5		
p	0,5	Fo	15,0		
h ₂ O	39	Ru	2,5		
		Cp	0,9		
k	0,03				
mg	0,57				

4. Diabase intersertale albito-chloritique à vacuoles de chlorite: centre de l'ophi-sphérite cyclopéenne (le Bartoli, voir aussi p. 119).

Mode: albite, chlorite, sphène et leucoxène, calcite, apatite.

Paramètres	Base I	Base II	Valeurs I	Valeurs II
si 115	Q 23,7	23,5	Q 23,7	23,5
al 23	Kp 0,7	0,7	L 41,2	42,1
fm 54,5	Ne 31,8	32,0	M 35,4	34,7
c 8,5	Cal 6,7	8,7		
alk 14	Sp 3,9	2,2	π .17	.21
	Fs 1,4	1,4	γ .00	.00
ti 5,35	Fa 8,6	8,6		
p 0,9	Fo 19,4	24		
h ₂ O 52,6	Ru 2,1	2,1		
co ₂ 1,5	Cp 0,9	0,9		
	Cc 1,1	—		
k 0,02				
mg 0,71				

5. Diabase intersertale porphyrique à albite et hornblende brune: centre d'ophi-sphérite (le Crêt, voir aussi p. 129).

Mode: albite fraîche et séricitisée, hornblende brune, biotite brune, apatite, clinozoïsite (voir p. 113).

Paramètres	Base	Valeurs de graphique
si 109	Q 24,0	Q 24,0
al 23	Kp 3,2	L 42,4
fm 48	Ne 24,8	M 33,7
c 17,5	Cal 13,8	
alk 11,5	Cs 3,4	π .33
	Fs 2,4	γ .10
ti 3	Fa 6,1	
p 0,3	Fo 20,6	
h ₂ O 33,4	Ru 1,2	
	Cp 0,6	
k 0,12		
mg 0,71		

6. Diabase intersertale étoilée albito-chloritique: centre de coussin (le Vuargne).

Mode: albite, chlorite, leucoxène, calcite (voir p. 85).

Paramètres	Base I	Base II	Valeurs I	Valeurs II
si 132	Q 27,7	27,4	Q 27,7	27,4
al 23	Kp 0,3	0,3	L 40,9	42,1
fm 53	Ne 32,2	32,5	M 31,6	30,7
c 9	Cal 5,9	8,9		
alk 15	Sp 3,0	—	π .15	.21
	Fs 3,0	3,1	γ .00	.00
ti 4,5	Fa 8,5	8,6		
p 0,24	Fo 15,5	17,4		
h ₂ O 45	Ru 1,6	1,6		
CO ₂ 2,78	Cp 0,4	0,4		
	Cc 2,1	—		
k 0,01				
mg 0,68				

7. Diabase arborescente sphérolitique albito-chloritique: bord du même coussin (le Vuargne).

Mode: albite, chlorite, leucoxène, calcite (voir p. 85).

Paramètres	Base	Valeurs de graphique
si 163	Q 34	Q 34
al 27,5	Kp 0,3	L 47,3
fm 42	Ne 41,5	M 22,4
c 7,5	Cal 5,1	
alk 22	Sp 0,7	π .11
	Fs 2,0	γ .00
ti 5	Fa 6,1	
p 0,27	Fo 12,0	
h ₂ O 37,5	Ru 1,6	
	Cp 0,4	
k 0,01		
mg 0,66		

8. Varioles de coussin (le Vuargne).

Mode: albite, leucoxène, chlorite (voir p. 86).

Paramètres		Base		Valeurs de graphique	
si	182	Q	34,9	Q	34,9
al	22	Kp	1,2	L	38,0
fm	48,5	Ne	34,4	M	27,1
c	10,5	Cal	2,4		
alk	19	Cs	3,5	π	.06
		Fs	8,4	γ	.13
ti	4,0	Fa	3,7		
p	—	Fo	10,3		
h ₂ O	59,1	Ru	1,2		
		Cp	—		
k	0,03				
mg	0,72				

Pour effectuer cette analyse, nous avons isolé avec soin des varioles. Cependant ceux-ci ne sont pas constitués d'albite pure (voir mode), ainsi que l'indique aussi le poids spécifique (2,83 contre 2,62 à 2,63 pour l'albite pure).

9. Chlorite enrobant les varioles du même coussin (le Vuargne).

Mode: chlorite, leucoxène (voir p. 86).

Paramètres		Base		Valeurs de graphique	
si	72	Q	17,3	Q	17,3
al	19	Kp	5,3	L	19,5
fm	71,5	Ne	4,7	M	63,3
c	6,5	Cal	9,5		
alk	3	Sp	14,5	π	.49
		Fs	7,2	γ	.00
ti	3,7	Fa	14,3		
p	—	Fo	25,4		
h ₂ O	83,5	Ru	1,9		
		Cp	—		
k	0,53				
mg	0,7				

La chlorite (voir mode) n'est pas non plus tout à fait pure. (Poids spécifique: 2,73.)

10. Diabase intersertale divergente albito-hématitique (le Plenay).

Mode: albite, chlorite, hématite, leucoxène, apatite (voir p. 87).

Paramètres		Base		Valeurs de graphique	
si	146	Q	34	Q	34
al	27	Kp	1,6	L	45,4
fm	40	Ne	32,4	M	24,2
c	16	Cal	10,5		
alk	17	Cs	2,3	π	.24
		Fs	9,5	γ	.10
ti	5,7	Fa	1,9		
p	0,5	Fo	8,5		
h ₂ O	46	Ru	1,9		
		Cp	0,9		
k	0,05				
mg	0,42				

11. Zoïsitite: centre d'ophispnérite (le Crét, voir aussi p. 121).

Mode: zoïsite, hornblende brune partiellement chloritisée, chlorite (clinocllore), sphène.

Paramètres		Base		Valeurs de graphique	
si	71,5	Q	19,0	Q	19,0
al	21,5	Kp	0,3	L	37,3
fm	46	Ne	8,3	M	43,7
c	29,5	Cal	28,2		
alk	3	Cs	7,6	π	.77
		Fs	4,1	γ	.18
ti	2,8	Fa	3,9		
p	0,22	Fo	26,7		
h ₂ O	20,2	Ru	1,4		
		Cp	0,5		
k	0,04				
mg	0,87				

Fig. 32. Diagramme Q-L-M des ophiolites analysées.

Base sans calcite (CO₂ considéré comme externe).

(D'après C. BURRI et P. NIGGLI, 1945).

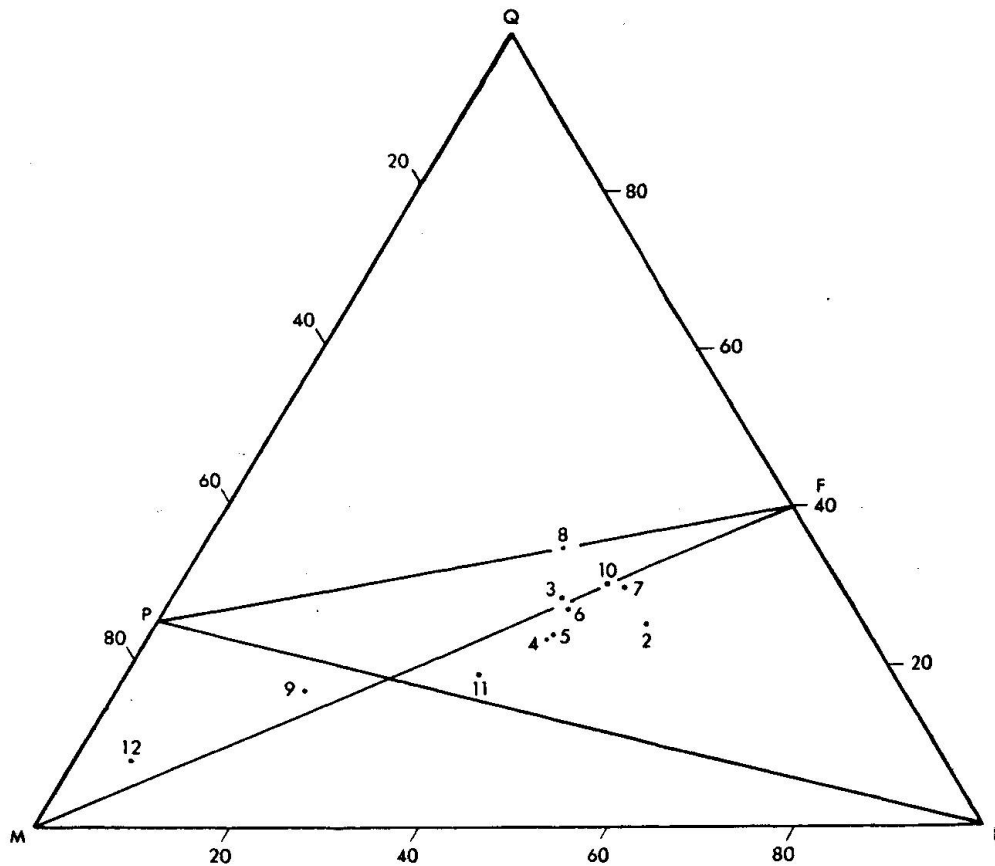
2. Albitite. 3. Diabase albito-chloritique. 4. Diabase albito-chloritique (centre d'ophispnérite). 5. Diabase à albite et hornblende brune (centre d'ophispnérite). 6. Diabase albito-chloritique (centre de pillow). 7. Diabase albito-chloritique (bord de pillow). 8. Varioles de pillow. 9. Chlorite de pillow. 10. Diabase albito-hématitique (centre de pillow?). 11. Zoïsitite. 12. Serpentine verte.

12. Serpentine (le Bartoli).

Mode: serpentine, pyroxène, leucoxène, chromite (voir p. 98).

Paramètres		Base		Valeurs de graphique	
si	66,5	Q	8,3	Q	8,3
al	2	Kp	0,4	L	5,5
fm	96	Ne	3,0	M	86,2
c	1	Cal	1,8		
alk	1	Sp	0,4	π	.35
		Fs	5,9	γ	.00
ti	2	Fa	75,3		
p	—	Fo	4,5		
h ₂ O	66	Ru	0,1		
		Cp	—		
k	0,1				
mg	0,88				

Dans la base, la forstérite (Fo) comprend aussi la petite quantité de NiO (Ni).



Troisième partie

Les phénomènes de chloritisation

Chapitre IV

OPHISPHERITES ET ROCHES CONNEXES**I. Introduction et définitions**

Nous avons mentionné des phénomènes de chloritisation — ce terme étant employé ici dans son sens large —, dans plusieurs pointements de la région des Gets¹⁶).

Le résultat le plus frappant de ce phénomène, et en même temps le plus inédit et spectaculaire, est la formation d'ophisphérites (voir planche I). Ces roches définies pour la première fois très récemment (M. VUAGNAT et F. JAFFÉ, 1954), sont très peu connues. Il s'agit d'éléments isolés, de forme plus ou moins sphéroïdale, d'une taille variant généralement de celle d'une pomme à celle d'un oreiller, constitués par deux éléments distincts: un bord serpentineux et un centre (ou noyau) formés d'une roche spilitique non chloritisée. Le terme d'ophisphérite rappelle à la fois l'appartenance de ces roches au groupe des ophiolites, et leur forme plus ou moins sphéroïdale. En créant ce nouveau mot, les auteurs précités ont insisté sur le fait qu'ils n'avaient pas l'intention de considérer les ophisphérites comme une espèce pétrographique nouvelle.

Les processus de chloritisation n'ont pas donné origine exclusivement aux ophisphérites, mais aussi à des diabases et des brèches diabasiques chloritisées, groupées ici sous l'appellation de roches connexes. Leur genèse étant la même que celle des ophisphérites, elles seront décrites avec ces dernières.

Comme il s'agit de roches très peu connues, les renseignements bibliographiques sont très rares. A notre connaissance, les ophisphérites sont actuellement à l'étude seulement dans la région du Mont Genève (M. VUAGNAT, 1953). Il est très probable qu'elles existent aussi dans

¹⁶) Dans les considérations qui vont suivre, nous avons préféré le terme de chloritisation à celui de serpentinitisation, qui en effet a un sens moins général: d'après A. N. WINCHELL (1933, p. 276), le groupe des chlorites comprend aussi les termes non alumineux tels que l'antigorite, la pennine et le clinochlore. Nous ne parlerons de serpentinitisation que si l'on peut supposer que la serpentine (roche) est le produit du remplacement total d'une autre roche préexistante.

d'autres massifs ultrabasiques. Par exemple, elles ont vraisemblablement été observées en Californie, dans la région de San Francisco, à la fin du siècle dernier (CH. PALACHE, 1894; F. L. RANSOME, 1894); néanmoins, il est difficile d'attribuer certaines roches décrites par ces auteurs au le groupe des ophisphérites.¹⁷⁾

La recherche et l'étude de ces roches dans d'autres massifs ultrabasiques et de leurs conditions de formation constituent, à notre avis, une tâche pleine de promesses.

II. Description macroscopique et conditions de gisement

Dans les affleurements de serpentine de la région du Col des Gets, il existe des «galets» de serpentine, à contours émoussés, plus ou moins sphéroïdaux, de taille variable, constitués en apparence par de la serpentine. Mais le noyau des galets n'est pas serpentineux: tantôt il est formé d'une vraie diabase porphyrique (à phénocristaux d'albite), tantôt d'une roche blanchâtre, sans structure visible à l'œil nu, pour ne parler que de deux types particulièrement frappants (voir planche I, 1 et 2).

Dans la majorité des cas, seules les observations microscopiques permettent de définir exactement la structure du noyau.

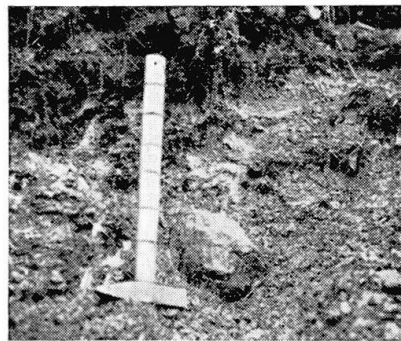


Fig. 33. Ophisphérite à moitié enfouie dans une serpentine très altérée (le Crêt).

Les ophisphérites se trouvent sans exception dans les affleurements où la serpentine est la roche dominante. Au Col des Gets, la serpentine «encaissante» est généralement très altérée, réduite à une bouillie savonneuse, ou encore elle n'affleure pratiquement pas. Dans le premier cas,

¹⁷⁾ Nous tenons à remercier ici M. J. KÜNDIG, chef des services scientifiques de la Shell (la Haye), qui nous a aimablement fourni des références bibliographiques très intéressantes au sujet des ophiolites.

on retire les ophisphérites de leur enveloppe en bouillie à la main ou à la pioche (fig. 33), dans le deuxième cas (la Pierre à Feu), on les ramasse à même le sol¹⁸).

L'association des ophisphérites avec les ophicalcites et les brèches de serpentine à ciment calcitique semble aussi constante, mais elle est beaucoup moins visible. Dans le Torrent du Marderet nous avons isolé d'un bloc d'ophicalcite (provenant d'un affleurement inconnu) des éléments de diabase chloritisée (voir p. 31); les mêmes conditions de gisement peu visibles se retrouvent au Crêtet (voir p. 63).

Les ophisphérites les plus typiques sont formées d'un bord chloritisé d'une épaisseur qui peut varier de 0,5 cm à 3 cm et d'un noyau d'une roche non chloritisée. Les ophisphérites de petite taille (diamètre au-dessous de 5 cm), sont parfois constituées par une roche chloritisée dans sa totalité: on ne peut alors plus y distinguer de noyau. Assez rarement le noyau des ophisphérites est corrodé par des venues ultrabasiques, le sectionnant en plusieurs fragments distincts, séparés par des zones de roche chloritisée (voir planche I, 6). Enfin il arrive que l'on observe à côté des ophisphérites des formations tout à fait analogues, mais constituées uniquement par de la serpentine grenue: nous les avons classées dans un groupe à part (voir p. 123), et nous exposerons plus loin notre opinion sur leur genèse.

La chloritisation ne donne pas uniquement des ophisphérites typiques (brèche diabasique chloritisée du Torrent des Bounaz, p. 19; ophisphérite cyclopéenne du Bartoli, p. 25; brèche diabasique chloritisée de la Mouille Ronde, p. 41; serpentine avec reliques de diabase chloritisée de la Mouille Ronde, p. 41).

Les conditions de gisement nécessitent une étude des ophisphérites par des méthodes statistiques. Nous en avons pris un certain nombre sur le terrain et les avons séparées par types au laboratoire. Avant de les étudier en coupe mince, nous les avons sectionnées par le milieu au moyen d'une scie diamantée: le noyau est alors bien visible, et avec un peu d'expérience il est souvent possible d'effectuer un premier tri à l'œil nu.

Nous avons choisi six ophisphérites, parmi les plus typiques et intéressantes, pour les photographier après sectionnement (planche I). La surface de ces roches est enduite de baume de Canada dilué dans du toluol, ce qui fait ressortir leurs particularités.

L'étude microscopique des ophisphérites demande pour chacune d'elles deux coupes de niveaux différents: une du bord et une du centre. Il est

¹⁸) Au Mont Genève, il existe un bloc compact dans lequel les ophisphérites sont conservées dans une serpentine pratiquement inaltérée (M. VUAGNAT, 1953).

important de pouvoir toujours observer au microscope le contact entre le bord et le centre. Pour les ophisphérites de petite taille, il suffira de procéder à une seule coupe mince passant par le milieu.

Les affleurements d'ophisphérites au Col des Gets sont en général petits et mauvais. Aussi nous avons dû renoncer à une étude statistique poussée, car en voulant disposer d'un ensemble de base suffisant nous aurions littéralement « dévalisé » la plupart des affleurements. Nous saisissons cette occasion pour demander aux géologues en visite dans la région des Gets d'échantillonner ces roches avec modération, sinon ces affleurements intéressants disparaîtraient très vite.

III. Description pétrographique des ophisphérites

Lorsqu'on veut classer les ophisphérites de la région des Gets par types différents, on s'aperçoit qu'il est impossible d'établir une classification génétique, d'affleurement à affleurement. Il est donc nécessaire de définir un type par son minéral dominant et particulièrement typique, ce système de classification donnant alors des résultats satisfaisants. Il ne faudra cependant jamais considérer les catégories ainsi établies comme des groupes génétiquement apparentés.

1. Ophisphérites à amphibole

a) Ophisphérites à hornblende brune

α) Ophisphérites avec un centre en diabase porphyrique

(voir planche I, n° 1; analyse, voir p. 129)

Ce type d'ophisphérites est de loin le plus fréquent¹⁹⁾. Pour autant que l'on puisse l'établir, il est localisé surtout dans la zone du ruisseau b, au Crêt (voir fig. 15, p. 56). C'est dans cette région que nous avons isolé à la pioche une ophisphérite assez grande (longueur : 70 cm, largeur : 35 cm, hauteur : 28 cm). Cette taille est à considérer comme exceptionnelle : en général les ophisphérites de ce type ont un diamètre allant de 8 cm à 20 cm.

A l'œil nu, on distingue au centre une roche couleur vert-gris, à pâte fine, parsemée de nombreux phénocristaux blanchâtres d'albite. Dans le bord, d'une couleur verte plus foncée, ces phénocristaux, chloritisés, prennent une couleur vert clair. Ils ne sont pas visibles sur la figure

¹⁹⁾ La diabase porphyrique à hornblende brune qui constitue le noyau de ce type, se retrouve dans un petit affleurement du Torrent des Bounaz (voir p. 20) : ici elle ne présente aucun signe de chloritisation.

mentionnée. Le bord a une épaisseur assez constante de 2 à 3 cm. De ce fait le noyau peut devenir très petit (taille d'une amande) ou ne pas exister du tout dans les petites ophisphérites: d'une façon générale celles-ci sont complètement chloritisées.

Sous le microscope on observe une pâte contenant deux sortes d'éléments plus grands:

a) De vrais phénocristaux d'albite passablement séricitisée, dont la taille atteint fréquemment 3 mm sur 10 mm. Dans le noyau, l'altération leur donne une teinte grise en lumière naturelle; elle n'empêche toutefois pas de constater que ces cristaux sont maclés selon albite, Karlsbad, péricline ou acine. Ces phénocristaux contiennent souvent des petites inclusions de hornblende brune qui parfois les criblent littéralement. Leurs contours sont en général bien tracés, mais il arrive qu'ils soient légèrement corrodés par la pâte. Dans le bord, l'albite chloritisée devient verdâtre: ses macles sont pseudomorphisées par la chlorite et souvent encore parfaitement bien visibles.

b) Des plages informes remplies d'un minéral serpentineux et entourées d'un mince liséré constitué par la hornblende verte, de la biotite brune et beaucoup plus rarement de la biotite verte. La biotite peut faire complètement défaut dans certaines ophisphérites. Ce liséré rappelle les ceintures ou mieux les enveloppes kélyphitiques qui entourent les minéraux de certaines roches (NIGGLI 1948, p. 202). Nous ne pouvons cependant pas attribuer une importance d'ordre génétique à cette observation purement descriptive.

La pâte révèle une structure intersertale dont la trame est formée de microlites allongés d'albite à contours dentelés. Ces microlites montrent des macles polysynthétiques selon la loi d'albite. Ils sont parfois tout à fait frais, et souvent moins altérés que les phénocristaux. Le fond est essentiellement constitué par un amas de petits cristaux de hornblende plus ou moins allotriomorphes. Ce minéral n'est pas très homogène: suivant les points sa teinte varie du brun franc au brun verdâtre, probablement à cause d'une variation locale dans sa teneur en fer, et par endroits il existe une variété franchement verte. Ces deux dernières variétés sont beaucoup moins abondantes que la première. Dans certaines ophisphérites on voit çà et là des paillettes de biotite brune. Ce minéral tend cependant à se concentrer autour des grandes plages informes constituées par un minéral serpentineux.

Parmi les minéraux accessoires, mentionnons de l'apatite en fines aiguilles, de la clinozoïsite remplissant de très fines cassures, et des grains isolés d'épidote, très rares.

En lumière naturelle (fig. 34) le bord et le centre sont très semblables, la structure est parfaitement identique, mais le bord est un peu plus transparent que le noyau. Entre nicols croisés par contre (fig. 35), le bord paraît très sombre. On constate en effet qu'une chlorite verte quasi-isotrope et jamais pleochroïque a pris la place de l'albite tant dans les phénocristaux que dans la pâte. Dans l'ensemble la hornblende est conservée dans le bord. Aux extrémités des cristaux de hornblende ce minéral est remplacé par une amphibole incolore, à biréfringence plus faible, qui s'éteint en même temps que la hornblende. Trop petites pour être



Fig. 34.

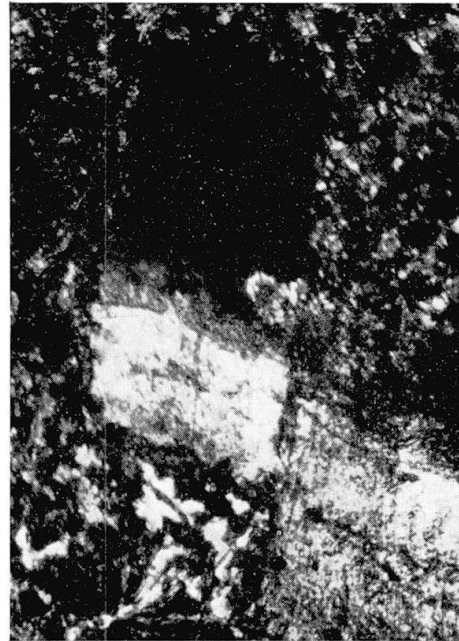


Fig. 35.

Ophisphérite avec centre en diabase porphyrique à albite et hornblende brune.
(Le Crêt).

Contact centre (bas) — bord (haut).

Notez la limite qui traverse deux phénocristaux d'albite.

24 ×, lumière naturelle.

24 ×, nicols croisés.

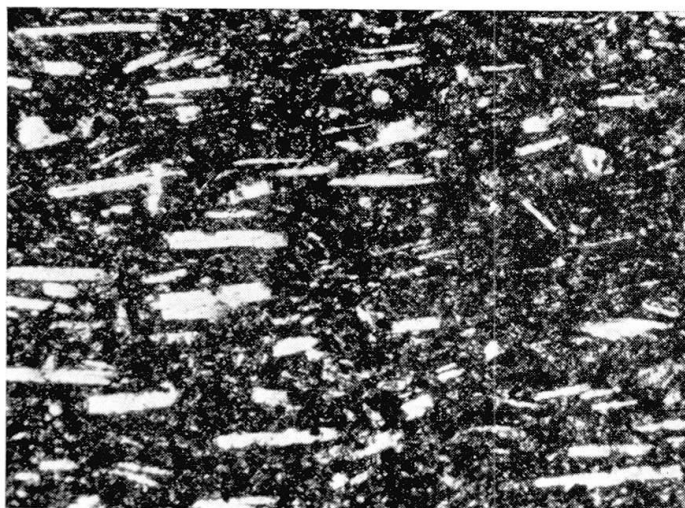


Fig. 36. Diabase trachytique à albite et hornblende, centre d'ophisphérite.
(Le Crêt).

24 ×, lumière naturelle.

optiquement déterminables, ces aiguilles incolores sont vraisemblablement faites de trémolite.

Les grandes plages informes sont souvent intactes, mais elles contiennent parfois de la trémolite et du talc. Dans le liséré qui les entoure, des paillettes de clinocllore disposées en agrégats sont assez fréquentes.

Le contact du noyau avec le bord est extrêmement net, et ne s'adapte nullement au contour des cristaux car on le voit traverser certains phénocristaux d'albite qui sont ainsi constituées d'une moitié albitique et d'une moitié chloritique.

β) Ophisphérites avec centre en diabase trachytique

Ce type est très rare. Dans une pâte felsitique composée d'un agrégat très fin d'individus de hornblende brune et d'albite, sont disposés des phénocristaux d'albite de taille variable, orientés d'une façon sensiblement parallèle (fig. 36). Dans le bord, l'albite est chloritisée mais la hornblende reste intacte.

γ) Ophisphérites avec un centre en diabase hypidiomorphe

(voir planche I, n° 4, 5 et 6)

A l'œil nu, les ophisphérites de ce type présentent un centre fait d'une roche de couleur foncée, souvent de texture rubanée, dans laquelle on discerne parfois des individus plus grands de hornblende. Le bord chloritisé est plus verdâtre que le centre. Souvent toute l'ophisphérite est chloritisée. Entre ce stade et celui où la structure du bord contraste avec celle du centre, il existe un stade intermédiaire, dans lequel le centre se morcelle en petits îlots intacts. Ce mode de chloritisation peu fréquent a été relevé seulement dans ce type d'ophisphérites: il est vrai que le nombre assez restreint des objets accessibles à nos observations limite sensiblement la portée de cette remarque.

Minéraux constitutifs: hornblende brune, albite, parfois un peu de hornblende verte. Dans le bord, l'albite est remplacée par une chlorite uniaxiale et la hornblende est partiellement ou totalement chloritisée.

Soulignons deux particularités structurelles:

1. Forme des minéraux constitutifs

D'une façon générale, ceux-ci ne possèdent pas une forme propre, comme c'est le cas dans les diabases intersertales, mais au contraire leurs contours sont arrondis.

On peut distinguer trois types différents de structure:

- a) Phénocristaux de hornblende dans une pâte felsitique.
- b) Structure microgrenue, formée par une association d'individus de hornblende avec des cristaux d'albite de taille sensiblement égale (voir fig. 37).
- c) Phénocristaux de hornblende dans une pâte microgrenue du type b) (voir fig. 38).

2. Texture

Elle est généralement orientée: des zones rubanées mélanocrates, formées presque uniquement de hornblende, alternent irrégulièrement avec des zones plus leucocrates, riches en albite. Cette texture est traversée à l'emporte-pièce par des bandes chloritisées: elle est donc antérieure aux phénomènes de chloritisation.

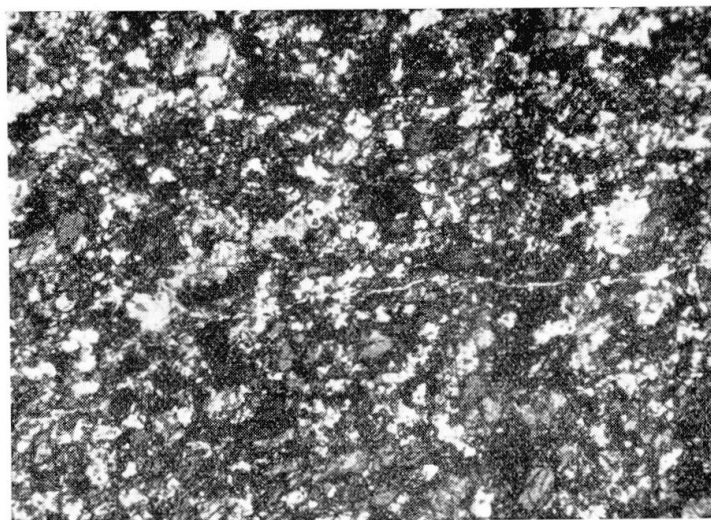


Fig. 37. Diabase hypidiomorphe à albite et hornblende brune, centre d'ophisphérite. (Le Crêt). 24 ×, nicols croisés.

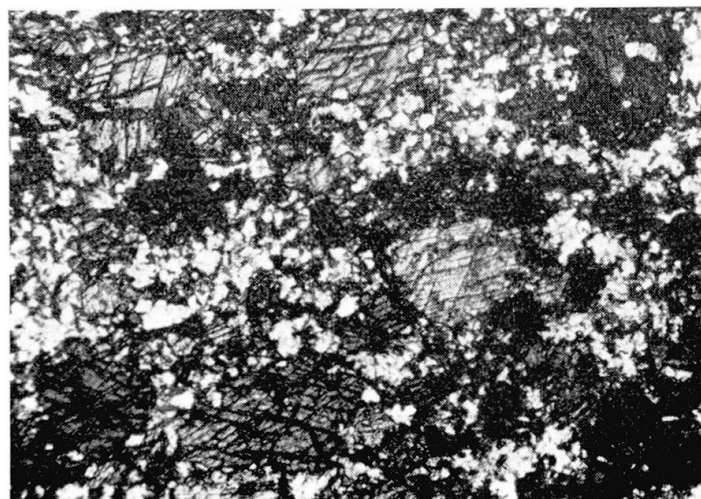


Fig. 38. Diabase hypidiomorphe à albite et hornblende brune, centre d'ophisphérite. (Le Crêt). Pâte microgrenue et phénocristaux de hornblende. 24 ×, nicols croisés.

La roche qui forme ces ophisphérites, qui peut être définie comme une diabase hypidiomorphe, n'est pas connue ailleurs dans la région des

Gets. Par ses phénocristaux elle est comparable à la lave spilitique (voir fig. 28, p. 89), dont elle diffère cependant par sa pâte plus cristalline.

b) Ophisphérites à hornblende verte

α) Ophisphérites avec un centre en diabase intersertale

Les ophisphérites à hornblende verte sont beaucoup plus rares que celles à hornblende brune. Au Crêt on n'en trouve que quelques exemplaires, tandis qu'elles sont un peu plus fréquentes au Bartoli.

Le centre de ces ophisphérites est constitué essentiellement par de l'albite et de la hornblende verte. Minéraux accessoires: chlorite, biotite, actinote, leucoxène et apatite. La hornblende verte est pléochroïque (vert clair à vert jaune); ces couleurs sont peu tranchées et très pâles.

Dans le bord l'albite est chloritisée. La hornblende reste parfois intacte, mais plus souvent elle est complètement transformée en leucoxène.

2. Ophisphérites à pyroxène et roches connexes

α) Ophisphérites avec un centre de diabase intersertale

Ces ophisphérites, très rares, présentent une couleur vert clair et sont moins dures que les autres types.

Sous le microscope on reconnaît, dans un centre intact, une diabase intersertale très typique avec des cristaux d'albite, de la chlorite et des pyroxènes en cristaux trapus, ces derniers légèrement pléochroïques dans les mauves clair à violet, signe typique d'une teneur appréciable en titane.

Dans le bord, l'albite est substituée par de la chlorite uniaxiale très claire en lumière naturelle; la chlorite reste intacte ou bien elle se transforme en agrégats composés de fibres minuscules d'actinote; le pyroxène reste intact ou est altéré en leucoxène (voir p. 125).

β) Roches connexes; brèches diabasiques chloritisées

Dans la brèche diabasique chloritisée du Torrent des Bounaz, il existe beaucoup d'éléments composés de diabases porphyriques chloritisées (à phénocristaux d'albite, et pâte intersertale fine à albite et pyroxène en baguettes allongées).

La différence avec les ophisphérites à pyroxène réside uniquement dans l'intensité de la chloritisation: en effet dans ces brèches diabasiques ce phénomène étant plus intense, on ne retrouve jamais un centre dans lequel l'albite serait encore intacte. Le pyroxène n'est pas atteint par la chloritisation.

3. Ophisphérites albito-chloritiques et roches connexes

α) Ophisphérites avec un centre en diabase intersertale

(voir analyse p. 129)

On peut ranger dans ce type seulement l'ophisphérite cyclopéenne du Bartoli (voir fig. 6, p. 25). Son centre ne diffère d'une diabase intersertale albito-chloritique normale (voir p. 77) que par une teneur un peu plus forte en calcite. Notons quelques vacuoles à chlorite et des grands cristaux de sphène. Dans le bord, l'albite est complètement chloritisée.

β) Roches connexes

Diabases chloritisées au contact des serpentines (Mouille Ronde)

Nous avons vu que dans l'épaule de serpentine de la Mouille Ronde (voir fig. 13, p. 40), des diabases chloritisées étaient en contact avec des serpentines, et que dans ces dernières on trouvait même des morceaux diabasiques chloritisés du même type. Sous le microscope, on observe que cette chloritisation est poussée assez loin; la roche est devenue isotrope, à l'exception d'individus faiblement dispersifs, ressemblants beaucoup d'après leur forme à des amphiboles. Quelques veines de chlorite, postérieures à la phase de chloritisation principale, traversent la roche.

Diabases chloritisées dans des ophicalcites

(le Crêtet, Torrent du Marderet)

Ces roches sont aussi très rares dans la région des Gets. Il s'agit d'éléments de diabase porphyrique vert foncé, chloritisés, dont la structure est très bien visible sous le microscope.

4. Ophisphérites feldspathiques

α) Ophisphérites avec un centre en albitite

(voir planche I, n° 2, analyse voir p. 129)

Nous ne connaissons que quelques exemplaires de ce type, en général de taille moyenne, le diamètre pouvant varier de 12 cm à 22 cm²⁰⁾. Le centre est blanc, et dur, tandis que l'enveloppe vert foncé qui l'entoure se raie facilement au couteau. A l'œil nu, on observe de structure ni dans le centre, ni dans le bord.

²⁰⁾ Des éléments d'albitite très rares dans les brèches ophiolitiques de la Mouille Ronde (voir leur description à la p. 76) rappellent tout à fait le noyau de ce type.

Sous le microscope, il apparaît que le noyau est formé en grande partie d'albite (voir fig. 39). On note d'assez grands cristaux allongés de ce minéral, atteignant quelques millimètres de long, pris dans une pâte plus fine. Ces individus n'ont guère de forme propre, leurs contours sont irréguliers, ils sont fréquemment cassés en plusieurs parties présentant de légères différences d'orientation. Leur extinction est généralement roulante, les macles floues, la surface de jonction n'est pas plane. On note, par endroits, de fines cassures remplies de chlorite uniréfringente. L'ensemble de ces phénomènes indique que ces cristaux ont subi de fortes actions mécaniques et l'on ne peut s'empêcher de penser à un phénomène de protoclaste, à peu près contemporain de la formation de la roche.

La pâte est peu abondante et irrégulièrement répartie; elle est constituée par une sorte de purée d'albite, de chlorite et de sphène. Il semble exister deux variétés de chlorite, l'une presque incolore disséminée dans toute la pâte, l'autre verte répartie en traînées. Cette seconde variété est dispersive; les traînées sont formées de petites écailles souvent disposées en gerbes. On note quelques filonnets de clinozoïsite. La pâte paraît postérieure aux grands cristaux car elle envahit par places leurs cassures.

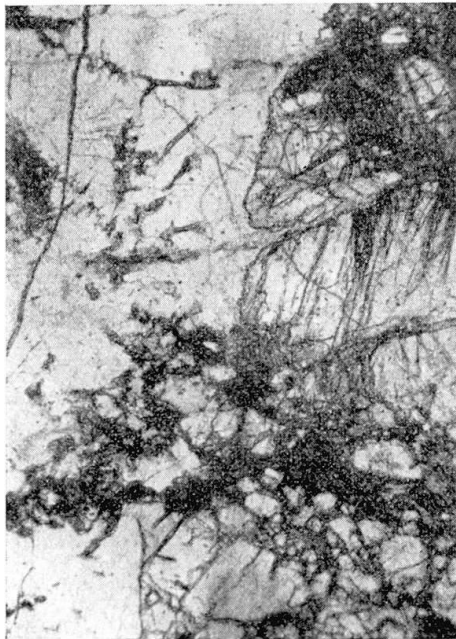


Fig. 39.

Fig. 40.

Ophiophérite avec centre en albite. (Le Crêt).

Contact centre (droite) — bord (gauche).

24 ×, lumière naturelle.

24 ×, nicols croisés.

Mesure planimétrique:

Albite	76 %
Chlorite verte	4 %
Clinozoïsite	2 %
Pâte	18 %

Si l'on tient compte du fait que la pâte contient aussi de l'albite, on voit que la teneur totale en ce minéral est de l'ordre de 80 %.

Entre les nicols croisés (fig. 40), l'enveloppe bordière est obscure. En effet, elle est presque entièrement formée de chlorite. La plus grande partie de ce minéral appartient à une variété d'un vert très clair, non pléochroïque, quasi-isotrope, dispersive dans les tons bleus. Cette masse de fond est parcourue par des veinules ramifiées remplies d'une chlorite plus verte, faiblement anisotrope, dispersive surtout dans les tons brun-or, et disposée en petites gerbes. Des grains de sphène-leucoxène et d'ilménite paraissent souligner ce réseau de veinules qui amorce une sorte de structure cellulaire du bord.

Le contact enveloppe-noyau est une ligne très franche, un peu sinueuse. Cette limite semble traverser les cristaux d'albite sans suivre leurs contours. Il est cependant difficile de démontrer ce phénomène, car ces cristaux, déjà mal individualisés dans le centre, disparaissent dans le bord. On note que de minces filonnets de chlorite traversent l'enveloppe et pénètrent dans la partie centrale; il doit s'agir d'un trait postérieur à la formation de l'ophisphérite. Il est intéressant de constater qu'à l'endroit où un de ces filonnets franchit la limite centre-bord, il se forme un petit «estuaire» chloriteux dans le noyau.

β) Ophisphérites feldspathiques sensu lato

Il s'agit d'un type très rare. A l'œil nu, il présente une ressemblance assez marquée avec le type albitique: noyau blanchâtre et bord vert; aucune structure visible.

Sous le microscope, on observe que le noyau est constitué par un plagioclase dont la séricitisation est si poussée qu'aucune détermination n'est possible. On peut se demander si à l'origine ce plagioclase était de l'albite ou bien un feldspath plus riche en chaux. On observe en outre un peu de biotite (n_g d'un brun très clair), et de l'ilménite. Dans le bord, le feldspath est remplacé par une chlorite tout à fait uniréfringente.

5. Ophisphérites zoïsitiques et roches connexes

α) Ophisphérites avec un centre en zoïsite

(voir planche I, n° 3, analyse voir p. 129)

Ces ophisphérites, connues uniquement au Crêt, sont très rares: nous n'en avons trouvé qu'une demi-douzaine. Leur diamètre atteint au maximum 12 cm, mais est en général plus petit, d'environ 6 cm.

Les minéraux constitutifs suivants se reconnaissent sous le microscope.

Zoïsite: cristaux allongés, clivés, qui peuvent atteindre une longueur de 5 mm, et plages plus petites sans forme propre. La biréfringence est très faible; entre nicols croisés on n'observe que des couleurs bleues violacées ce qui, du point de vue chimique, indique une absence quasi totale de fer (A. N. WINCHELL, 1947, p. 311).

Hornblende brune: grandes plages à tendance idiomorphe, constituées par une alternance de lamelles brunes et d'un minéral d'altération incolore,

s'éteignant en même temps (chlorite?). Très souvent, ce minéral d'altération prédomine, et la hornblende brune ne subsiste plus que dans de petites plages résiduelles. Cette altération a eu lieu avant les phénomènes de chloritisation: elle existe dans le centre aussi bien que dans le bord. Parfois la hornblende est absente.

Clinochlore: à extinction fibroradiée constitue en quelque sorte la trame de fond, qui est un tissu de petites fibres disposées en gerbes irrégulières.

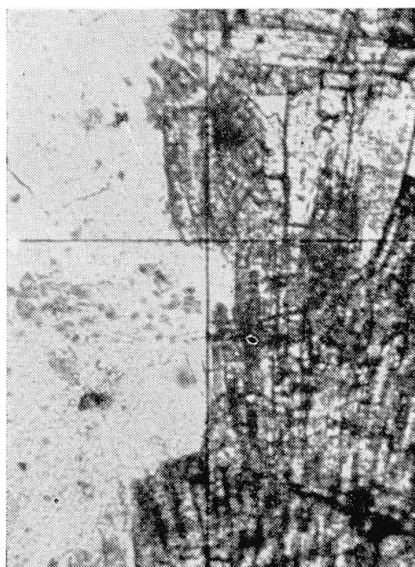


Fig. 41.

Ophiophérite avec centre en zoïsité. (Le Crêt).

Contact centre (droite) — bord (gauche).

Seulement la moitié gauche du cristal est chloritisée.

50 ×, lumière naturelle.

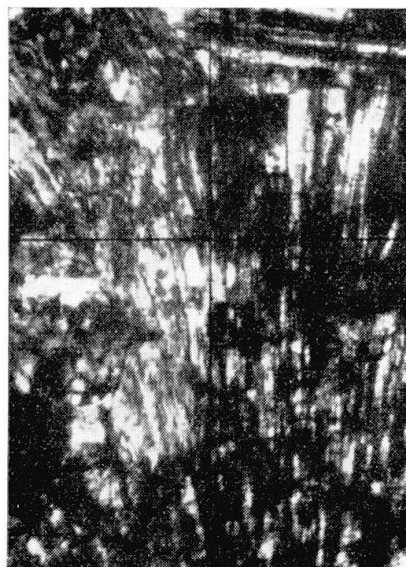


Fig. 42.

50 ×, nicols croisés.

Sphène: en petits grains sans forme propre.

Parmi les minéraux accessoires et secondaires, mentionnons l'apatite, l'épidote et l'ilménite.

Mesure planimétrique:

Zoïsité	51 %
Hornblende	18 %
Clinochlore	31 %
	<hr/>
	100 %

La structure de cette roche est orientée. Des rubans de hornblende et de zoïsité alternent irrégulièrement avec des zones constituées uniquement par du clinochlore.

La chloritisation agit uniquement sur la zoïsité. Comme dans le cas de l'albite invoqué plus haut, il arrive couramment qu'un cristal de zoïsité soit coupé en deux par les effets de la chloritisation et se trouve ainsi à cheval sur la limite bord-centre (voir fig. 41 et fig. 42). Dans le bord, la zoïsité est remplacée par une

chlorite faiblement anisotrope, qui respecte le contour du minéral primitif. A part cela le bord est constitué d'un agrégat très fin de clinochlore et de hornblende brune partiellement altérée.

β) Roches connexes: éléments zoïsitiques dans une brèche diabasique chloritisée (la Mouille Ronde)

Ces roches sont encore plus rares que les ophisphérites zoïsitiques: il s'agit de petits éléments arrondis, blanchâtres à l'œil nu, d'un diamètre atteignant au maximum 2 cm, inclus dans une brèche diabasique chloritisée (point 8, voir p. 41). Le microscope y fait voir uniquement des cristaux de zoïsite pris dans une pâte de clinochlore peu abondante. Quelques plages d'épidote. Aucune structure particulière visible.

Genèse des zoïsitites

L'origine de ces roches est loin d'être évidente: leur richesse en zoïsite fait penser immédiatement à des roches de contact. Leur composition minéralogique les rapproche des autres ophisphérites décrites (présence de hornblende brune, clinochlore). Entre la naissance de la zoïsite et celle de la chlorite, il n'y eut ni relation causale ni simultanéité. En effet, dans les brèches diabasiques à nodules zoïsitiques les diabases sont chloritisées, mais leur structure est encore bien visible.

6. Ophisphérites chloritiques

A la Pierre à Feu (point c, p. 23), nous avons trouvé, avec des ophisphérites, de petits éléments de même forme, sans bord ni centre visibles, dont la nature reste énigmatique, même après l'examen microscopique. On constate qu'on a à faire à de véritables chloritites, composées exclusivement d'agrégats de clinochlore, se disposant parfois en gerbes fibroradiées et même en vacuoles, avec quelques plages de sphène.

La grande rareté de ces roches nous empêche de comprendre leur signification exacte et leur rapport avec les ophisphérites, mais d'une façon générale la présence de chloritites dans le cycle ophiolitique n'a rien de particulièrement surprenant.

7. Ophisphérites de serpentine

Nous avons dit plus haut qu'on trouve parfois, accompagnant les ophisphérites typiques, des formations tout à fait identiques mais constituées uniquement par une serpentine verte commune.

Une coupe mince effectuée dans une de ces roches nous révèle une serpentine typique, identique aux serpentines massives (voir p. 98) par sa composition minéralogique et sa structure.

Pour expliquer la présence de ces ophisphérites de serpentine (nous proposons de nommer ainsi provisoirement ces roches), on peut envisager deux hypothèses :

1. Dans la brèche diabasique qui a subi les effets de la chloritisation, des éléments de serpentine existaient déjà avant les phénomènes de remplacement. Ces éléments ferromagnésiens n'ont donc plus été transformés par des venues ultrabasiqes.
2. Certains éléments des brèches diabasiqes ont été transformés par les phénomènes de métasomatose en serpentines typiques ; pour eux la transformation a été totale, et il est possible de parler ici d'une serpentinsation sensu stricto.

Il faut reconnaître qu'aucune des deux hypothèses considérées ne donne entièrement satisfaction. En effet, les éléments de serpentine font défaut dans les roches composites non chloritisées de la région. De ce fait, la probabilité de leur présence dans des brèches chloritisées semble assez faible. Il semble également difficile d'admettre, sans en avoir de preuve, que la chloritisation ait été à un même endroit assez faible pour certains éléments de roches préexistantes (conservation de la structure et d'un centre intact), tandis qu'elle en a transformé d'autres d'une façon totale.

IV. L'intensité de la chloritisation et ses effets sur les minéraux constitutifs

Dans l'ensemble, l'intensité des phénomènes de remplacement doit être considérée comme assez faible, puisqu'elle n'efface pas la structure des roches préexistantes, exception faite du cas très douteux des ophisphérites de serpentine (voir p. 123).

Cependant la chloritisation ne s'est pas produite avec une intensité constante. En étudiant ses effets sur les minéraux constitutifs, on peut envisager plusieurs degrés ou stades que nous décrirons par ordre d'intensité croissante.

1er stade

Chloritisation de l'albite.

C'est l'effet le plus apparent des phénomènes de chloritisation. Nous avons vu qu'il existe des ophisphérites typiques, au centre desquelles l'albite reste intacte, et que dans d'autres elle n'existe plus, toute la roche ayant été chloritisée. Le phénomène est le même du point de vue

génétique et de son intensité: la différence d'une roche à l'autre est uniquement quantitative. Dans les cas des ophisphérites à centre intact, l'apport ultrabasique n'a simplement pas été suffisant pour remplacer la masse totale de la roche préexistante. A l'appui de cette affirmation, citons le fait que les petites ophisphérites ne possèdent souvent plus de centre intact, tandis que celui-ci est généralement conservé dans les grandes ophisphérites de même type. A ce premier stade, amphiboles et pyroxènes restent intacts dans le centre comme dans le bord (types 1a, α , β , et 5 α).

A l'œil nu, le bord de ce type d'ophisphérites est foncé (planche I, n° 1 et 3).

2e stade

Leucoxénitisation partielle des amphiboles et pyroxènes, limitée dans le bord à une zone étroite près du contact centre-bord.

Amphiboles et pyroxènes sont transformés en un agrégat leucoxénique très fin, tout en gardant leur contour primitif. Cette transformation ne s'effectue que dans une zone très étroite, d'une épaisseur d'un cm au maximum. Au-delà de cette zone, en s'éloignant du centre, amphiboles et pyroxènes se retrouvent intacts, comme dans le centre épargné par la chloritisation (types 1a, γ , et 2 α).

Le bord de ces ophisphérites commence à partir du centre par une sorte d'auréole très claire, et devient plus foncé à mesure qu'on s'éloigne du centre (planche I, n° 4 et 6).

3e stade

Leucoxénitisation totale des amphiboles et pyroxènes dans le bord.

Le phénomène qui était limité à une zone étroite dans le stade précédemment décrit, s'étend au bord entier (types 1a, γ , et 2 α).

A l'œil nu, on voit alors des ophisphérites à centre foncé et à bord clair (planche I, n° 5).

4e stade

Chloritisation totale des pyroxènes dans le bord.

Ce stade, où le transformation est plus forte, n'est pas réalisé pour les ophisphérites de la région des Gets, mais constitue par contre la règle pour celles du Mont Genève (M. VUAGNAT, 1953, p. 442). Pour le moment on ne connaît pas dans cette dernière région d'ophisphérites à amphibole.

5e stade (?)

Transformation totale d'une roche préexistante en une serpentine typique.

Ce stade, inconnu est à prévoir pour des études ultérieures.

Les variations dans l'intensité de chloritisation posent deux sortes de problèmes, que pour le moment nous nous bornons à énoncer :

1. Comment se fait-il que dans un même gisement d'ophisphérites, on trouve des individus chloritisés à des degrés divers ?

2. La chloritisation est un phénomène ayant son origine à l'extérieur de roches basiques préexistantes et progressant vers leur centre. Ainsi logiquement son intensité devrait toujours décroître vers le centre de ces roches, ce qui se produit en effet dans une certaine mesure : le centre des ophisphérites n'est souvent pas atteint. Mais alors pourquoi la leuco-xénitisation partielle est-elle plus violente immédiatement en bordure du centre, et n'a-t-elle pas lieu dans la zone la plus éloignée de celui-ci ?

Chapitre V

PÉTROCHIMIE DES OPHISPHÉRITES

Le bord et le centre de quatre types différents d'ophisphérites ont été analysés séparément par M. le Professeur J. JAKOB.

Comme on reproche souvent au pétrographe de pousser trop loin l'interprétation des résultats des analyses chimiques sans tenir compte de l'erreur initiale due à l'échantillonnage, il est utile de rappeler que cette erreur est négligeable pour les ophisphérites. En effet, il est possible d'effectuer deux analyses distinctes (centre et bord) d'un ensemble fini de roches avec un volume moyen de l'ordre de 0,5 dm³²¹). Du point de vue de la théorie statistique, les résultats de ces analyses sont donc particulièrement significatifs.

Nous exposons les résultats des analyses et des calculs pétrochimiques dans l'ordre adopté pour les ophiolites (voir p. 102). A titre de comparaison avec les analyses des bords, nous donnons de nouveau les valeurs obtenues pour la serpentine et la chlorite.

Ensuite nous appliquerons aux ophisphérites la méthode de T. F. W. BARTH, dite de la « cellule standard », dont nous expliquons brièvement les principes.

²¹) Le volume de l'ophisphérite cyclopéenne (le Bartoli, voir fig. 6, p. 25), beaucoup plus considérable, est de l'ordre de 30 m³.

Résultats pondéraux des analyses

No. éch. anal.	Ophisphérite albitique		Ophisphérite à albite et hornblende		Ophisphérite à albite et chlorite	
	C 2c	C 2b	C 50c	C 50b	Ba 1c	Ba 1b
	2 centre	13 bord	5 centre	14 bord	4 centre	15 bord
SiO ₂	54,15	33,04	47,00	40,10	46,41	32,10
Al ₂ O ₃	17,59	14,41	16,73	8,65	15,87	14,75
Fe ₂ O ₃	0,94	2,17	2,23	2,93	1,27	2,00
FeO	1,07	5,04	4,94	6,36	6,94	6,07
MnO	0,12	0,21	0,21	0,23	0,25	0,33
MgO	10,05	29,10	9,87	21,83	10,06	26,88
CaO	1,94	0,69	7,17	6,57	3,24	2,60
Na ₂ O	8,38	1,46	4,54	2,17	5,72	1,17
K ₂ O	0,66	0,22	0,91	0,40	0,20	0,07
TiO ₂	0,53	0,41	1,79	1,94	2,87	2,93
P ₂ O ₅	0,22	0,20	0,32	0,37	0,41	0,31
H ₂ O ⁺	4,47	12,15	4,31	7,35	6,38	10,00
H ₂ O ⁻	0,17	1,20	0,06	1,15	0,13	0,81
CO ₂	—	—	—	—	0,42	0,21
Somme	100,29	100,30	100,08	100,05	100,17	100,23

No. éch. anal.	Ophisphérite zoïsitique		Serpentine	Chlorite
	C 27c	C 27b	Ba 2	V chl
	11 centre	16 bord	12	9
SiO ₂	38,25	36,66	39,13	33,62
Al ₂ O ₃	19,60	10,85	2,21	15,23
Fe ₂ O ₃	3,79	1,87	5,44	5,94
Cr ₂ O ₃	—	—	0,21	—
FeO	3,11	5,81	3,28	10,33
MnO	0,18	0,17	0,14	0,23
NiO	—	—	0,24	—
MgO	12,78	26,46	34,72	13,55
CaO	14,76	4,55	0,56	2,74
Na ₂ O	1,51	1,09	0,54	0,74
K ₂ O	0,09	0,04	0,10	1,29
TiO ₂	2,05	2,45	0,13	2,30
P ₂ O ₅	0,31	0,28	0,01	0,00
H ₂ O ⁺	3,26	9,14	12,19	11,76
H ₂ O ⁻	0,26	0,84	1,34	2,40
Somme	99,95	100,21	100,24	100,13

Modes

2. Ophisphérite avec centre en albitite (le Crêt).
Centre (voir aussi p. 104).
Mode: albite, chlorite, sphène et leucoxène, clinozoïsite (type 4 α , p. 119).
Notez la teneur très élevée en soude.
13. Idem.
Bord.
Mode: chlorite uniréfringente, leucoxène, ilménite.
Notez le départ presque total de la soude.
5. Ophisphérite avec centre en diabase porphyrique à albite et à hornblende brune (le Crêt).
Centre (voir aussi p. 105).
Mode: albite fraîche et séricitisée, hornblende brune, biotite brune, apatite, clinozoïsite (type 1 a α , p. 113).
14. Idem.
Bord.
Mode: chlorite uniréfringente, hornblende brune, biotite brune, apatite, clinozoïsite.
4. Ophisphérite avec un centre en diabase albito-chloritique (le Bartoli).
Centre (voir aussi p. 105).
Mode: albite, chlorite, sphène et leucoxène, calcite, apatite (type 3 α , p. 119).
15. Idem.
Bord.
Mode: chlorite, sphène et leucoxène, apatite.
11. Ophisphérite avec centre en zoïsitite (le Crêt).
Centre (voir aussi p. 108).
Mode: zoïsite, hornblende brune partiellement chloritisée, chlorite (clinochlore), sphène (type 5 α , p. 121).
Notez la forte teneur en chaux.
16. Idem.
Bord.
Mode: chlorite (clinochlore), hornblende brune partiellement chloritisée, sphène.
Notez la forte diminution de la teneur en chaux.
12. Serpentine (le Bartoli) (voir aussi p. 109).
Mode: serpentine, pyroxène, leucoxène, chromite (voir p. 98).
9. Chlorite (le Vuargne) (voir aussi p. 107).
Mode: chlorite, leucoxène (voir p. 86).

I. Les calculs pétrochimiques d'après Niggli

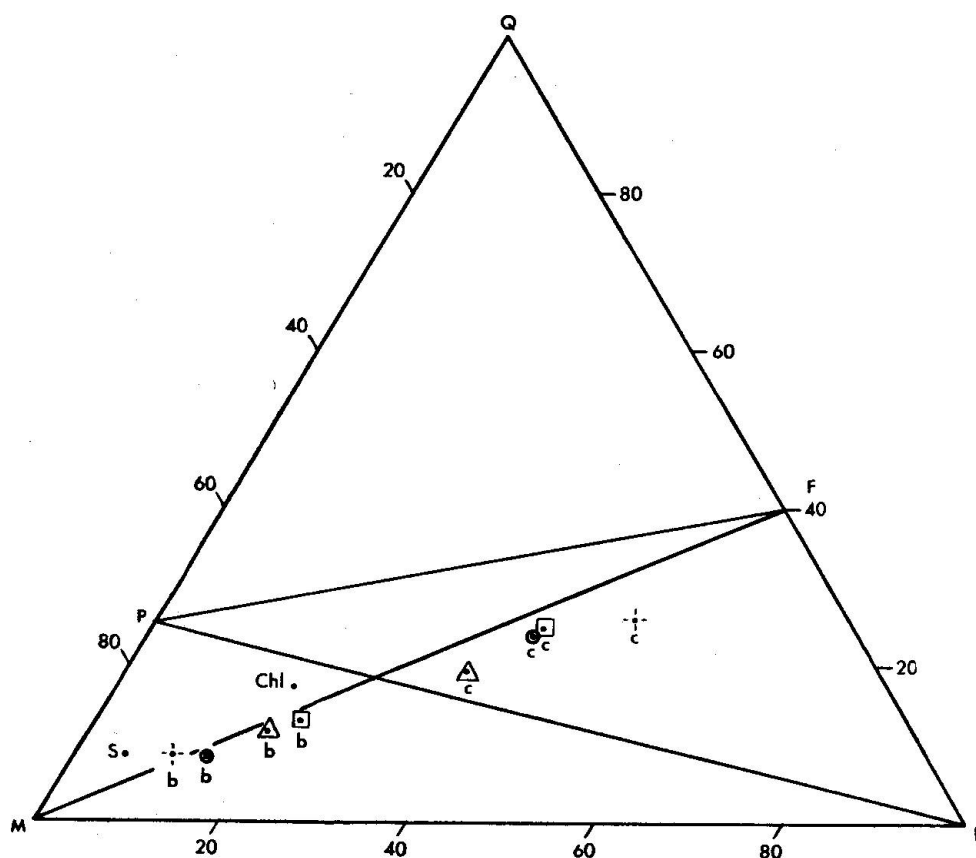
	Ophisphérite albitique		Ophisphérite à albite et hornblende		Ophisphérite à albite et chlorite		Ophisphérite zoisitique		Serpentine	Chlorite
	centre	bord	centre	bord	centre	bord	centre	bord		
Paramètres										
si	145	55	109	73	115	54	71,5	63	66,5	72
al	27,5	14	23	9,5	23	14	21,5	11	2	19
fm	44	82	48	73	54,5	79	46	79	96	71,5
c	5	1	17,5	13	8,5	5	29,5	8	1	6,5
alk	23,5	3	11,5	4,5	14	2	3	2	1	3
ti	1,1	0,5	3,0	2,6	5,35	3,6	2,8	3,1	2,0	3,7
p	0,3	0,1	0,3	0,3	0,9	0,4	0,22	0,2	—	—
h ₂ O	39,8	61,9	33,4	44,7	52,6	56,0	20,2	52,5	66,0	83,5
co ₂	—	—	—	—	1,5	0,5	—	—	—	—
k	.05	.08	.12	.10	.02	.05	.04	.03	.10	.53
mg	.90	.88	.71	.81	.71	.88	.87	.89	.88	.70

Bases

Q	25,8	8,1	24,0	12,7	23,5	8,5	19,0	11,5	8,3	17,3
Kp	2,3	0,9	3,2	1,6	0,7	0,3	0,3	0,2	0,4	5,3
Ne	43,7	8,1	24,8	12,1	32,0	6,6	8,3	5,9	3,0	4,7
Cal	4,9	1,3	13,8	7,8	8,7	7,1	28,2	13,0	1,8	9,5
Sp	—	18,8	—	—	2,2	14,5	—	2,5	0,4	14,5
Cs	—	—	3,4	5,5	—	—	7,6	—	—	—
Fs	1,0	2,4	2,4	3,2	1,4	2,2	4,1	2,2	5,9	7,2
Fa	1,4	6,3	6,1	8,0	8,6	7,7	3,9	7,2	4,5	14,3
Fo	20,2	53,5	20,6	46,9	24,0	50,4	26,7	55,6	75,3	25,4
Ru	0,4	0,3	1,2	1,4	2,1	2,1	1,4	1,7	0,1	1,9
Cp	0,4	0,4	0,6	1,6	0,9	0,6	—	—	0,3	—

Valeurs de graphique

Q	25,8	8,1	24,0	12,7	23,5	8,5	19,0	11,5	8,3	17,3
L	51,1	10,3	42,4	22,1	42,1	14,6	37,3	19,7	5,5	19,5
M	23,0	81,3	33,7	65,0	34,7	76,9	43,7	69,0	86,2	63,3
	.10	.13	.33	.36	.21	.51	.76	.31	.35	.49
	.00	.00	.10	.09	.00	.00	.18	.00	.00	.00



- Ophiolite à noyau d'albite
- Ophiolite à noyau de diabase à albite et hornblende brune
- Ophiolite à noyau de diabase albito-chloritique
- △ Ophiolite à noyau de zoisite

Fig. 43. Effets des phénomènes de chloritisation sur quatre types d'ophiolites différents. Diagramme Q-L-M. Base sans calcite (CO_2 considéré comme externe).
c = centre; b = bord.

Serpentine (S voir p. 128) et chlorite (Chl voir p. 128) ont été ajoutées dans le diagramme à titre comparatif.

II. La méthode de la „cellule standard“

Nous devons à T. F. W. BARTH (1952, p. 82) cette méthode très ingénieuse de calcul pétrochimique, qui permet de saisir d'une façon quantitative les phénomènes de remplacement pouvant jouer entre deux roches.

La condition nécessaire à l'application de cette méthode est que le remplacement d'une roche par l'autre se fasse sans changement de volume :

cette condition doit être vérifiée soigneusement, soit par des observations sur le terrain, soit par des examens microscopiques. Cette condition implique que dans les deux roches la quantité d'oxygène est restée constante. Ainsi, comparer deux unités isovolumétriques, équivaut à comparer des unités de roches ayant le même nombre d'ions d'oxygène. La composition de la plus grande partie des roches est telle que pour 160 ions d'oxygène, on a presque toujours environ 100 cations. Il est donc pratique de choisir comme unité un volume de roche contenant exactement 160 ions d'oxygène. T. F. W. BARTH a donné à ce volume le nom de cellule standard.

Une cellule standard comprend environ 100 cations. On observe cependant que, dans les roches formées près de la surface, cette valeur est en général un peu inférieure à 100 (plus d'oxygène par cation: roche fortement oxydée), tandis qu'elle est un peu supérieure à 100 pour les roches profondes (moins d'oxygène par cation: degré d'oxydation plus faible).

Aucune description du calcul détaillé concernant la cellule standard n'existe en français. Aussi nous semble-t-il utile d'en indiquer brièvement la marche à suivre, en nous basant sur les travaux de T. F. W. BARTH (1948, 1952) et sur une communication personnelle de cet auteur.

Pour rendre l'explication de la méthode de calcul plus claire, nous la développerons sous forme d'un exemple numérique.

1. A partir des pourcentages pondéraux de l'analyse (colonne I), on calcule les valeurs équivalentes (Äquivalentenzahlen de P. NIGGLI), exactement comme pour le calcul de la base tel que cet auteur le propose (colonne II). L'usage des tabelles contenues dans l'ouvrage de C. BURRI et P. NIGGLI (1945) est donc recommandé.
2. On additionne les valeurs équivalentes ainsi obtenues, sans l'eau (H₂O), et on réduit le total à 100: cette opération nous donne les pourcentages moléculaires équivalents (colonne III).
3. Il faut multiplier maintenant chaque pourcentage moléculaire équivalent par la valence de son cation par rapport à l'oxygène (colonne IV). Ainsi le pourcentage moléculaire équivalent de SiO₂ doit être multiplié par 2, celui de Al₂O₃ par 3/2, celui de Na₂O par 1/2 et ainsi de suite.
4. On additionne toutes les valeurs obtenues ainsi, y compris le pourcentage moléculaire de l'eau. Appelons «s» cette somme, dont la valeur sera voisine de 160. Cherchons maintenant le nombre de cations contenus dans la cellule standard, nombre que nous appelons «x». On a la proportion suivante:

$$x = \frac{\text{pourcentage moléculaire équivalent} \times 160}{s}$$

Le résultat de ce calcul donne les valeurs des cations de la cellule standard d'une roche (pour 100 ions d'oxygène) (colonne V). Il faut multiplier par 2 le pourcentage moléculaire de l'eau, pour obtenir le nombre d'ions d'H (colonne V en bas).

Exemple numérique: Ophisphérite à albite, centre (analyse)

	I	II	III	IV	V
	Pourcentages pondéraux	Valeurs équivalentes	Pourcentages moléculaires équivalents	Idem, calculés en valences	Nombre de cations dans la cellule standard
SiO ₂	54,15	902	48,70	97,40	47,40
Al ₂ O ₃	17,59	344	18,60	27,90	18,10
Fe ₂ O ₃	0,94	12	0,65	0,95	0,65
FeO, MnO ²²⁾	1,17	17	0,9	0,9	0,9
MgO	10,05	249	13,45	13,45	13,10
CaO	1,94	35	1,9	1,9	1,85
Na ₂ O	8,38	270	14,6	7,3	14,10
K ₂ O	0,66	14	0,75	0,35	0,75
TiO ₂	0,53	7	0,4	0,8	0,40
P ₂ O ₅	0,22	3	0,15	0,40	0,15
H ₂ O ⁺²³⁾	4,47	(248)	(13,40)	13,40	(26,00)
	100,12	1853	100,00	164,75	97,40

Ayant calculé de la façon indiquée les cellules standard de deux roches isovolumétriques, résultant l'une du remplacement plus ou moins complet de l'autre, il suffit d'écrire les «formules» des roches l'une au-dessous de l'autre, d'additionner ou soustraire le nombre d'ions qui ont pris part au remplacement, et de multiplier les valeurs obtenues par leurs valences relatives, prises par rapport à l'hydrogène (voir exemple numérique dans le tableau ci-contre). Le total des valences additionnées pour remplacer une roche par l'autre doit être très sensiblement égale au total des ions soustraits. Entre ces deux résultats, il subsistera — mais on n'en tiendra pas compte — de très petits écarts, provenant des approximations employées au cours du calcul numérique²⁴⁾.

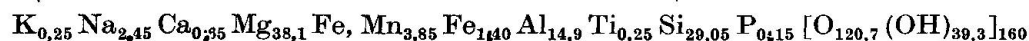
Les cellules standard des ophisphérites

1. Ophisphérite à albite

Centre.



Bord.



²²⁾ On a l'habitude de grouper les oxydes de Fe bivalent et de Mn.

²³⁾ Les valeurs entre parenthèses ne sont pas additionnées.

²⁴⁾ D'après T. F. W. BARTH (communication écrite), il est préférable de calculer ensemble le Fe bivalent (Fe, Mn) et le Fe trivalent (Fe). (Note rajoutée pendant l'impression).

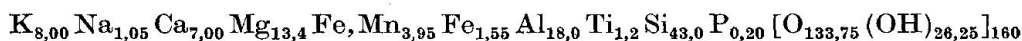
Pour passer du centre au bord, il faut

soustraire			
0,5	ions de K	représentant	0,5 valences
11,65	ions de Na	représentant	11,65 valences
1,2	ions de Ca	représentant	2,4 valences
3,2	ions de Al	représentant	9,6 valences
0,15	ions de Ti	représentant	0,6 valences
18,35	ions de Si	représentant	73,4 valences
			Total: 98,15 valences

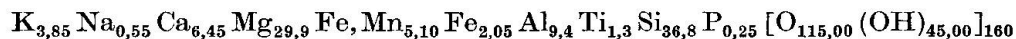
ajouter			
25,0	ions de Mg	représentant	50,0 valences
2,95	ions de Fe, Mn	représentant	5,9 valences
0,75	ions de Fe	représentant	2,25 valences
39,3	ions de H	représentant	39,3 valences
68,0			Total: 97,45 valences

2. Ophisphérite à albite et hornblende

Centre.



Bord.



Pour passer du centre au bord, il faut

soustraire	ajouter
4,15 ions de K	16,55 ions de Mg
0,5 ions de Na	1,15 ions de Fe, Mn
0,55 ions de Ca	0,5 ions de Fe
8,6 ions de Al	0,1 ions de Ti
6,2 ions de Si	0,05 ions de P
20,35 cations	18,75 ions de H
	18,3 cations
	18,75 ions de H
représentant 56,35 valences	représentant 56,2 valences

3. Ophisphérite albite-chloritique (ophisphérite cyclopéenne)

Centre.



Bord.

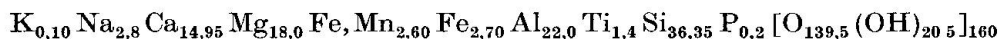


Pour passer du centre au bord, il faut

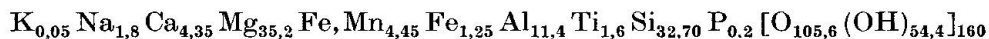
soustraire	ajouter
0,15 ions de K	22,05 ions de Mg
7,9 ions de Na	0,5 ions de Fe
0,6 ions de Ca	21,2 ions de H
0,6 ions de Fe, Mn	<hr/> 22,55 cations
1,3 ions de Al	21,2 ions de H
12,9 ions de Si	
0,1 ions de P	
0,2 ions de C	
<hr/> 23,65 cations	
représentant 67,25 valences	représentant 66,8 valences

4. Ophisphérite zoisitique

Centre.



Bord.



Pour passer du centre au bord, il faut

soustraire	ajouter
0,05 ions de K	17,2 ions de Mg
1,0 ions de Na	1,85 ions de Fe, Mn
10,6 ions de Ca	0,2 ions de Ti
1,45 ions de Fe	33,9 ions de H
10,6 ions de Al	<hr/> 19,25 cations
3,65 ions de Si	33,9 ions de H
<hr/> 27,35	
représentant 73,0 valences	représentant 72,8 valences

III. Interprétation des calculs pétrochimiques

En examinant les résultats précédents, on constate que les quatre types d'ophisphérites dont on a analysé le centre et le bord, présentent des propriétés constantes et communes.

1. Le centre possède les caractéristiques chimiques d'une roche basique à tendance spilitique (alk relativement élevé, c généralement petit, H₂O très grand). Par contre, le bord est constitué par une roche ultrabasique, tendant fortement vers ce type (si et Q très petits). (Voir aussi le diagramme Q, L, M, p. 130).

2. Dans le bord, l'apport de Mg, Fe et H₂O est constamment évident. Parallèlement on observe dans celui-ci un départ accusé des éléments alcalins, alcalino-terreux, de Al et de Si. P, Ti et C, éléments accessoires, ne prennent pas part à ces échanges d'une façon importante.

3. Al prend dans les phénomènes de remplacement une part moins active que les éléments alcalins et alcalino-terreux: son départ du bord est moins accusé. Cette inertie empêche une serpentinitisation totale du bord: il s'y forme une chlorite encore un peu alumineuse, sorte de minéral intermédiaire entre les minéraux serpentineux uniquement ferromagnésiens et une chlorite alumineuse typique.

Le départ partiel mais constant d'Al du bord de l'ophisphérite permet d'envisager une serpentinitisation partielle. Rappelons que nous avons généralement évité ce terme, car nous n'avons jamais eu la preuve qu'une serpentine (s. str.) provienne d'une autre roche primitivement moins basique, et remplacée par la suite dans sa totalité.

Chapitre VI

LA GENÈSE DES OPHISPHERITES ET LES SERPENTINES

Des considérations qui précèdent, nous concluons que différentes roches basiques (généralement brèches ophiolitiques, parfois diabases), peuvent être modifiées partiellement par des venues ultrabasiques. Le mécanisme précis de ce remplacement qui, dans le cas étudié, a eu lieu sans changement de volume sensible, ne peut pas encore être entièrement expliqué.

Dans ce domaine les problèmes sont encore nombreux et il serait pour le moment téméraire d'étendre les résultats de nos études à une théorie généralement valable pour d'autres régions. Nous espérons par contre apporter des observations utiles à la discussion très actuelle sur la genèse de la serpentine, cet «enfant pauvre» de la pétrographie moderne (A. AVIAS, 1949, P. ROUTHIER, 1953).

Loin d'affirmer que des remplacements du type décrit puissent expliquer la formation de toutes les serpentines existantes, mais nous avons cependant la conviction intime qu'elles jouent un rôle important et souvent essentiel dans la genèse de nombreux massifs serpentineux, considérés jusqu'à présent comme le résultat de l'hydratation d'une masse péridotique. Pour la région étudiée, cette possibilité est à exclure.

Il est probable que les serpentines, un peu comme les granites, représentent le produit de phénomènes de

formation différents avec des résultats convergents. Pareillement les serpentines seraient à considérer comme l'accomplissement final d'une recherche d'un équilibre stable d'éléments essentiellement ferromagnésiens, à partir de conditions et de données à l'origine différentes et parfois même antagonistes.

Quatrième partie

Ordre de formation et mise en place des ophiolites

Chapitre VII

ORDRE DE FORMATION DES ROCHES DU CYCLE OPHIOLITIQUE

Dans la région des Gets il n'est malheureusement pas possible d'observer en un seul endroit la succession de tous les différents termes du cycle ophiolitique. Des observations partielles confrontées, puis reliées entre elles, permettent de considérer comme probable un déroulement des phénomènes dans l'ordre indiqué.

Nous trouvons de bas en haut :

- | | |
|---|--------------------|
| 3. Serpentine, ophisphérites et roches connexes | Phase ultrabasique |
| 2. Diabases | } Phase spilitique |
| 1. Gabbro | |

Granite chloritique, généralement réduit à l'état d'arkose (d'âge hercynien?).

La position attribuée au gabbro peut sembler étrange, le granite n'étant pas recouvert par cette roche, mais directement par la diabase. Pourtant le gabbro, formation très locale, est également entouré de diabase. Il est impossible de savoir si cette diabase et celle qui transgresse directement sur le granite sont exactement de même âge : de toute façon il faut attribuer une certaine durée à la phase diabasique, qui est la plus abondante dans notre région.

Les contacts entre diabase et serpentine sont très rares. A la Mouille Ronde la serpentine remplace partiellement la diabase en la chloritisant : il faut donc la considérer comme postérieure à celle-ci. Ophisphérites et roches connexes sont à considérer comme le produit d'un

apport ultrabasique à certaines roches spilitiques préexistantes (brèches diabasiques et diabases). Une phase ultrabasique, postérieure à la phase spilitique, nous paraît donc évidente²⁵). Par contre, nous ne possédons aucun argument en faveur d'une phase ultrabasique antérieure à la phase spilitique.

Il est intéressant de comparer la succession que nous venons de donner avec celle de B. LOTTI (1910) et reprise avec décision par G. STEINMANN (1927) pour les roches analogues des Appennins. La voici :

3. Diabase
2. Gabbro
1. Serpentine

Granite ancien, milonitisé et chloritisé («Conglomerato granitico cloritoso»).

L'ordre proposé par G. STEINMANN diffère de celui que nous avons établi dans le Chablais. Mais si, d'une part, les régions comparées présentent des analogies assez marquées, leur identité n'est pas démontrée, et il est fort possible, d'autre part, que dans la région des Gets la succession des termes du cycle ophiolitique constitue une exception à la règle.

Il est enfin possible que dans les cycles ophiolitiques existent deux phases ultrabasiques, une ancienne, dans le sens de G. STEINMANN, et une tardive, postérieure à la phase spilitique, dont nous avons constaté la présence dans la région des Gets.

Cette répétition de la phase ultrabasique est encore une hypothèse; elle permettrait de comprendre de nombreux phénomènes, pour le moment inexpliqués. Elle n'a probablement pas ou peu attiré l'attention des géologues d'une époque où toute serpentine était considérée dès l'abord comme le produit d'hydratation d'une péridotite profonde²⁶). Cette époque se termine actuellement et il semble évident que les vues nouvelles sur la nature effusive des serpentines, au moins de certaines d'entre elles, vues qui s'affirment de plus en plus (E. B. BAILEY et W. J. McCALLIEN, 1953), seront d'une grande utilité pour l'étude de ces problèmes.

²⁵) Des conditions de formations analogues semblent exister au Mont Genève: n'y assiste-t-on pas à la chloritisation de morceaux de pillow lavas (M. VUAGNAT, 1953)?

²⁶) Elle a cependant été envisagée par BENSON (1915) dans la Nouvelle Galles du Sud. D'après M. VUAGNAT d'autre part (communication personnelle), les faits qui sont à la base de la théorie de B. LOTTI, reprise par G. STEINMANN, sont sujets à caution.

Chapitre VIII

CONSIDÉRATIONS SUR LA POSITION GÉOLOGIQUE DES OPHIOLITES ET ROCHES CONNEXES DANS LES PRÉALPES²⁷⁾

A la suite de travaux récents de nombreux géologues, les ophiolites du domaine préalpin commencent à être mieux connues. Nous voudrions reprendre ici la discussion déjà ancienne de leur position géologique, sans prétendre résoudre définitivement ce problème à la fois ardu et important. Nous indiquerons au contraire les facteurs qui rendent difficiles les interprétations définitives.

Nous grouperons par régions les observations effectuées. Mais auparavant, insistons une fois pour toutes sur le fait que le manque d'affleurements, ou en d'autres mots la couverture végétale très abondante des régions préalpines, oblige les géologues à des interpolations souvent hasardeuses.

I. LE CHABLAIS

D'après les idées actuellement en cours, les ophiolites du Chablais sont des épanchements primaires dans le flysch de la NB²⁸⁾.

Voici les arguments qui nous empêchent de nous rallier à ces idées (voir aussi F. JAFFÉ, 1954):

1. Association intime des ophiolites avec le granite et la serpentine.

2. Association intime avec des roches sédimentaires particulières: calcaires à Coprolithus, radiolarites, argilites rouges et bleues, calcaires fins, microconglomérats (Vuargne), brèche du Crôt. Aucune de ces roches ne peut être comparée à un terme quelconque du flysch de la nappe NB.

3. Position renversée des deux lames les plus importantes (le Vuargne et la Rosière).

4. Attribution très douteuse des ophiolites du Col de la Ramaz à la NB.

5. Volume primitif du complexe ophiolitique. La tentative d'englober dans le flysch de la NB les petites masses d'ophiolites

²⁷⁾ Dans les pages qui vont suivre, nous abrègerons nappe de la Brèche par NB, et nappe de la Simme par NS.

²⁸⁾ Il est démontré que dans cette région elles n'appartiennent pas à la NS (J. W. SCHROEDER, 1939). D'ailleurs, celle-ci n'existe pas du tout dans la région des Gets: pour le moment, en Chablais, on peut seulement lui attribuer avec certitude le petit lambeau de Vacheresse, près de Thonon (E. GAGNEBIN, 1939).

visibles est presque instinctive. Il est vraisemblable qu'on renoncerait rapidement à cette interprétation si dans la région du Col des Gets on pouvait observer actuellement un grand massif ophiolitique continu, posé sur le flysch. Or ce massif doit avoir existé, comme nous l'apprend l'examen attentif des roches composites (voir chapitre III, B), dans lesquelles on retrouve souvent des éléments inconnus en place dans la région (albitite, certains types de gabbro, lave spilitique, spilite albito-calcitique, zoïsitite, pillow-lavas albito-leucoxéniques, etc.). On peut expliquer cette anomalie seulement en admettant qu'à un moment donné, les roches ophiolitiques, fortement érodées depuis, occupaient un volume beaucoup plus considérable, ce qui est attesté en partie par l'existence de conglomérats polygéniques²⁹).

Aux arguments que nous venons d'exposer, nous voudrions encore en ajouter quelques-uns d'ordre négatif. Le lecteur pourra leur attribuer la valeur qu'il désire.

6. Indépendance totale entre le flysch de la NB et les ophiolites. D'une part on ne retrouve jamais un contact primaire (éventuellement avec des phénomènes de contact) entre le flysch de la NB et les ophiolites, ni un terme de passage quelconque, les termes du flysch, notamment ses grès, ne contenant jamais le moindre débris même microscopique de roches ophiolitiques et granitiques. Les roches composites d'autre part ne contiennent jamais de termes sédimentaires qu'on puisse attribuer sûrement au flysch de la NB.

7. Association des ophiolites avec le Cénomaniens (le Crêt). Tandis que l'on trouve de nombreuses *Globotruncana appenninica* O. RENZ en liaison avec les ophiolites du Crêt, tous les auteurs qui ont étudié le flysch de la NB dans les Préalpes romandes, et tout récemment encore W. WEGMÜLLER (1952), s'accordent à ne le faire débiter qu'au Maestrichtien. Seule l'étude détaillée du flysch de la NB au Chablais, encore complètement à faire, pourra donner à cet argument sa valeur définitive. Cette étude doit être entreprise en tenant soigneusement compte de l'ancienne prophétie de M. LUGEON (1895, p. 250): «Il est fort probable aussi qu'un Flysch préexistât sur la Brèche, et que le deuxième Flysch avec les pointements cristallins soit venu se coucher sur le premier.» Il semble que ce deuxième flysch comprenne par exemple les calcaires fins que l'on retrouve souvent à proximité des pointements

²⁹) On arriverait aux mêmes conclusions en considérant la grande quantité de roches identiques ou apparentées que l'on trouve en débris dans certains grès de Taveyannaz et dans les grès du Val d'Iliez d'une part, et dans la molasse d'autre part.

ophiolitiques, et pour ainsi dire jamais ailleurs. Il faudrait lui attribuer aussi les formations cénomaniennes du Crêt.

8. Absence totale de phénomènes de métasomatose dans le flysch de la NB. Comment expliquer les phénomènes de métasomatose assez violents qui atteignent les roches spilitiques, ayant eu lieu «in situ», sans jamais observer des effets semblables dans le flysch des environs? Nous admettons qu'il est difficile d'estimer l'importance de cette absence systématique, le mécanisme des phénomènes de remplacement n'étant pas suffisamment connu. Dans l'état actuel de nos connaissances, elle nous semble pour le moins surprenante.

II. LES PRÉALPES ROMANDES

a) NB. Région de la Hornfluh

Comme en Chablais, des ophiolites existent également dans la zone du flysch de la NB des Préalpes romandes. Il s'agit de petits affleurements de diabases spilitiques: ici granites et serpentines sont inconnus.

K. ARBENZ (1947, p. 41) est arrivé à la conclusion que ces diabases sont des sills intrusifs dans la base du flysch de la NB en se basant par analogie sur les résultats de J. W. SCHROEDER en Chablais, d'après lesquels des coulées sous-marines existeraient «in situ» dans cette région. Nous avons exposé les raisons qui nous empêchent de nous rallier à ces conclusions. Malheureusement l'exiguïté des affleurements ainsi que la variété très limitée des ophiolites qui les composent, ne permettent pas la même démonstration dans la région de la Hornfluh. Il semble cependant logique d'admettre, par analogie, que, si les ophiolites ne sont pas «in situ» dans le flysch de la NB en Chablais, elles ne le sont pas non plus dans la région strictement homologue de la Hornfluh. Rappelons l'analogie des microconglomérats du Vuargne avec les brèches polygéniques de K. ARBENZ (voir p. 52), connues seulement à proximité des ophiolites. Autre fait assez intéressant: dans les profils dessinés par cet auteur, les ophiolites sont généralement assez éloignées de la base du flysch de la NB, et se trouvent à proximité d'une écaille tectoniquement indépendante, attribuée pour le moment à la nappe des Préalpes médianes (Plättchen-flysch).

b) NB et NS. Bloc des Fenils

Il est à craindre que la position du petit bloc de laves en coussins albitohématitiques des Fenils restera toujours indéterminée à cause du manque d'affleurements dans le voisinage immédiat. Pour M. LUGEON et E. GAGNEBIN (1941), ainsi que pour B. CAMPANA (1943), il est situé à la limite de la NS et de la NB.

c) *NS. Jaunpass*

Les brèches ophiolitiques³⁰⁾ du Jaunpass hantent en quelque sorte les travaux de géologie préalpine depuis qu'elles ont été assimilées assez arbitrairement au cristallin de la NS (F. RABOWSKI, 1920). A partir de ce moment, on a toujours voulu associer toutes les ophiolites possibles et imaginables à la NS, et, par une opération purement mentale qui implique inconsciemment un sophisme, on est arrivé à voir la NS partout où l'on trouvait des ophiolites, comme dans la région d'Iberg et en Chablais. Les causes de cette confusion regrettable, qui a faussé pendant longtemps les problèmes de la position géologique des ophiolites préalpines, sont à rechercher dans le fait que, si d'une part les ophiolites sont souvent associées aux radiolarites, d'après la thèse défendue énergiquement par G. STEINMANN (1925), il existe d'autre part aussi des radiolarites parfois épaisses, et c'est le cas dans la NS, nullement en liaison avec des ophiolites (H. GRUNAU, 1947). On a aussi voulu attribuer à la NS toutes les formations de la nappe rhétique de G. STEINMANN.

Déjà depuis un certain temps, on ne parle plus de cristallin ophiolitique de la NS. Tout récemment, R. TRÜMPY et A. BERSIER (1954) ont retrouvé sous forme d'éléments dans le conglomérat oligocène du Mont-Pélerin le noyau prétriasique de la NS, constitué selon eux par les roches suivantes: granite de Baveno, porphyres, gneiss à séricite, granites anciens.

Plusieurs auteurs ont essayé de ranger les ophiolites du Jaunpass dans le flysch de la NS qui affleure dans les environs. M. LUGEON et E. GAGNEBIN (1941) procèdent par élimination. Ils rattachent les ophiolites à la NS parce que la NB est trop éloignée de celles-ci. H. GRUNAU (1945) auquel nous devons une étude pétrographique détaillée des brèches ophiolitiques de cette région, arrive à la même conclusion, en s'appuyant sur les deux arguments suivants:

1. Par comparaison. Pour J. W. SCHROEDER, les ophiolites de la zone du flysch de la NB sont «in situ» dans celle-ci. Par conséquent celles du Jaunpass, situées dans la zone du flysch de la NS, appartiennent a priori à cette dernière unité³¹⁾.

2. Appartenance à la NS des éléments sédimentaires des brèches

³⁰⁾ Ce type de roches composites n'existe pas en Chablais. Dans la classification que nous avons adoptée, il faudrait fondre en un seul type les brèches d'éclatement à éléments aberrants et les brèches ophiolitiques à éléments sédimentaires: la classification des brèches ophiolitiques n'est pas une tâche aisée.

³¹⁾ Rappelons que K. ARBENZ emploie aussi le même raisonnement pour expliquer la position autochtone des ophiolites dans la NB de la région de la Hornfluh.

ophiolitiques. Il s'agit de calcaires fins, de radiolarites à ciment calcitique et de schistes argileux à Foraminifères, notamment à *Globotruncana appenninica* O. RENZ, d'âge cénomanien. Parmi les roches associées aux ophiolites des Gets, nous avons retrouvé ces trois termes. Cependant les deux premiers nous semblent de toute façon trop peu typiques. Reste la roche à *G. appenninica*. Son âge est bien cénomanien, mais par contre il n'est pas du tout sûr qu'il s'agisse du Cénomanien de la NS. C'est finalement sur une constatation douteuse que les ophiolites du Jaunpass sont attribuées à la NS, à l'aide d'un seul élément dont l'âge certes est bien connu, mais dont l'appartenance à la NS est problématique. Il faudrait, pour trancher cette question, apporter la preuve que les schistes argileux cénomaniens des brèches ophiolitiques du Jaunpass appartiennent indiscutablement à la NS et non à une autre unité tectonique. Or dans la région des Gets ces mêmes problèmes se posent : les ophiolites sont aussi associées aux sédiments cénomaniens (le Crêt, voir p. 58), mais ceux-ci ne peuvent appartenir à la NS qui n'existe pas dans cette région, ni à la NB dont le flysch débute au Maestrichtien jusqu'à preuve du contraire. Il y a donc ici une contradiction flagrante.

Les éléments de gneiss séricitique, rares dans les brèches ophiolitiques du Jaunpass, sont inconnues dans le Chablais de même que dans les conglomérats du Mont-Pélerin ; ils restent énigmatiques pour le moment.

Tout récemment J. KLAUS (1953) a de nouveau étudié la région du Jaunpass. Si son texte ne nous apporte aucun éclaircissement nouveau sur le mode de gisement des ophiolites, sa carte cependant est explicite : les ophiolites sont posées sur deux séries différentes, c'est-à-dire sur le haut de la série de la Manche et sur le bas de la série de la Mocausa (type Hundsrück), mais elles ne sont pas intercalées entre ces deux séries (voir profils), avec lesquelles elles ne possèdent du reste aucun terme de passage.

III. CONCLUSIONS

Des considérations qui précèdent, il découle que les ophiolites et les roches connexes ne sont jamais intercalées d'une façon normale dans le flysch de la NB et de la NS. En d'autres termes, leur appartenance à ces nappes est purement apparente. Peu importe que les ophiolites se trouvent actuellement dans les régions occupées par ces deux unités par suite de glissements mécaniques³²⁾, de mouvements

³²⁾ La surrection et l'éroulement a posteriori d'une falaise tout à fait mythique dont on a besoin uniquement pour expliquer la position actuelle de

tectoniques de charriage plus accusés ou d'écoulement par gravité. Si ce dernier mode de mise en place semble le plus probable, la conséquence la plus importante de leur position allochtone est cependant l'existence d'une zone plus interne (plus méridionale) que celle qui a donné naissance aux NS et NB telles que nous les voyons maintenant, zone autonome par rapport à ces unités et d'une extension non négligeable à l'origine. Dans l'édifice des Préalpes, les ophiolites et les roches provenant de cette zone surmontent donc actuellement les NB et NS³³).

IV. OPHIOLITES DES PRÉALPES ET OPHIOLITES DE LA CHAÎNE ALPINE

Des ophiolites non métamorphiques, analogues à celles des Préalpes, ne sont pas très rares dans la chaîne alpine. De celles de l'Allgäu, M. LUGEON (1895, p. 40) disait déjà très justement: «Il existe une analogie frappante dans les gisements bavarois et chablaisiens.» Elles existent aussi au Liechtenstein (H. SCHAETTI, 1951), dans les Grisons (J. CADISCH, 1953), notamment dans la zone d'Arosa (H. GRUNAU, 1947), dans la nappe de la Platta (V. STREIFF, 1939), et dans les klipptes d'Iberg (C. E. QUEREAU, 1893, et A. JEANNET, 1941). Au Sud des Préalpes, elles forment le grand massif, peu entamé par l'érosion, du Mont Genève. Si nous nous aventurons plus au Sud, nous les retrouvons dans les mystérieuses «Ligurides» de G. STEINMANN (1927), ce nuage de petits copeaux ophiolitiques et granitiques posés au sommet de l'édifice des Apennins. Peut-on croire que toutes ces masses ophiolitiques, avec leurs analogies troublantes, appartiennent à une seule unité, la nappe rhétique? Le «bon sens», mot derrière lequel ce cache parfois simplement un manque de fantaisie, rend cette

roches qu'on ne voudrait pas trop allochtones, nous semble en effet une solution de facilité par trop simpliste.

³³) Nous n'avons pas découvert cette zone ophiolitique. Il y a un demi-siècle, celle-ci était déjà entrevue par G. STEINMANN: «Au Chablais comme dans les Préalpes romandes, il existe donc une nappe supérieure à celle de la Brèche... Elle est caractérisée par des ophiolites, des radiolarites ou des calcaires à Radiolaires, deux types de roches qui manquent complètement dans la nappe de la Brèche, ainsi que dans les nappes inférieures du Chablais. Des schistes lie de vin et noirs luisants, des grès jaunes-verts et le granite de la Rosière lui appartiennent également» (1905, p. 48, traduction).

De même cette thèse a toujours été soutenue par R. STAUB, d'après qui «au plateau des Gets les soi-disant restes de la 'nappe de la Simme' représentent quand même un élément tectonique quelque peu supérieur» (1949, p. 254, traduction).

ipotesi très hardie. Mais alors, les ophiolites non métamorphiques des Alpes, ont-elles des origines différentes? Et si oui, lesquelles? Enfin, question encore plus délicate: quelles sont leurs relations avec les masses bien plus importantes des roches vertes métamorphiques des Alpes? Faisons preuve de franchise. Pour le moment le mécanisme de la mise en place des ophiolites alpines nous échappe encore en grande partie, et dans l'état actuel de nos connaissances en volcanologie d'une part, et en tectonique d'autre part, une réponse satisfaisante à ces questions ne peut pas encore être donnée.

Cette étude aura atteint son but si elle peut contribuer un peu à éclaircir cet ensemble de problèmes, qui resteront peut-être encore pour longtemps parmi les plus ardues mais aussi les plus passionnants de la géologie alpine.

Riassunto

Nella regione del Col des Gets (Chablais, Alta Savoia), costituita dal flysch della falda della Breccia, è stata segnalata sin dal secolo scorso la presenza di graniti e d'ofioliti non metamorfiche, accompagnate da sedimenti poco frequenti e singolari.

In questo lavoro abbiamo studiato in dettaglio le condizioni d'affioramento di queste rocce. Certe osservazioni geologiche sono specialmente interessanti. Le colate diabasiche sottomarine del Vuargne sono in posizione rovesciata, il ché è attestato dalla forma dei cuscini («pillows») che la compongono: il loro gambo infatti è rivolto verso l'alto. Alla Rosière calcari fini, compatti, talvolta pseudoolitici, a Coprolithus, trasgrediscono sul granito, trasformato quasi completamente in arcose. A loro volta questi calcari, conservati solo localmente, sono ricoperti da colate diabasiche. Anche questo complesso si trova in posizione rovesciata.

Le rocce esaminate possono essere divise in tre gruppi:

1. Rocce acide: graniti leucocratici antichi (d'età ercinica?), in generale alterati in arcosi, ricoperti trasgressivamente da diabasi spilittiche, appartenenti al ciclo ofiolitico.
2. Ofioliti: spilitti (fase basica), serpentine (fase ultrabasica) e rocce composte (breccie ofiolitiche).

Fra i diversi tipi di spilitti (gruppo che qui definiremo sommariamente composto di rocce a albite e clorite), citiamo le diabasi intersertali, profiriche, ipidiomorfe, le lave in cuscini («pillow lavas») albite-cloritiche, albite-ematitiche ed albite-leucoxeniche, i gabbri spilittici, le albititi, ecc. Raramente si osservano anche rocce aberranti quali «lave» spilittiche, spilitti albite-calcitiche, zoisititi.

Oltre alle serpentine verdi tipiche (a pirosseno monoclinico e senza traccia

alcuna d'olivino), troviamo fra le rocce ultrabasiche serpentine variegiate, oficalciti e ofisilici, e breccie di serpentina a cemento calcitico.

La classificazione dei vari tipi delle rocce composte è un'impresa difficile. Spesso si è in presenza di breccie diabasiche d'esplosione, formate dallo scoppio di colate sottomarine al momento stesso della loro effusione. In certe breccie diabasiche si trovano, anche allo stato d'elemento, rocce spilitiche e sedimentarie sconosciute «in posto» nella regione del Col des Gets, dal che si può dedurre che il volume iniziale dell'insieme delle ofioliti e delle rocce connesse attualmente ancora visibili in questa regione era molto più considerevole. Si conoscono anche conglomerati poligenici (a elementi ofiolitici, granitici e sedimentari) che possono essere considerati come il prodotto di un principio d'erosione del massiccio ofiolitico.

3. Rocce sedimentarie: radiolariti, argilliti rosse, calcari fini, calcari a *Coprolithus*, calcari marnosi a *Globotruncana appenninica* O. RENZ (Cenomaniano).

Una parte delle rocce spilitiche è stata raggiunta da venute ultrabasiche: i prodotti di questo fenomeno di cloritizzazione sono in primo luogo le ofisferiti. Con questo neologismo non si intende definire una nuova specie petrografica, ma si vuole semplicemente ricordare l'appartenenza di queste rocce al ciclo ofiolitico e nello stesso tempo la loro forma caratteristica più o meno sferica. Sul terreno le ofisferiti appaiono costituite da «ciottoli» di serpentina, riposti in una massa serpentinoso verde, alterata al punto da essere ridotta ad una pasta untuosa. Rompendo questi «ciottoli» si osserva che sono composti di due parti nettamente distinte: una parte centrale (o centro) ed una parte periferica (o involucro). Il centro è formato da una roccia spilitica, generalmente diabasica; si conoscono anche centri costituiti d'albite o di zoisite. Nell'involucro permane la struttura del centro, ma l'albite (o la zoisite) è sostituita dalla clorite. Il meccanismo estatto di questa azione metasomatica non è ancora completamente chiarito: in tutti i casi tale azione ha luogo senza cambiamento di volume. È quindi possibile calcolare le cellule standard del centro e dell'involucro di un'ofisferite data, secondo il metodo di BARTH, partendo da due analisi chimiche distinte delle due parti citate. Ci si può così rendere conto degli scambi di cationi che intervengono durante la sostituzione. Nell'involucro si nota un arrivo massiccio di Mg, H₂O e Fe, e contemporaneamente una partenza importante di Na, K e Ca. Al, più inerte, resta ancora nell'involucro in una certa misura, per cui il prodotto della sostituzione non è un serpentino unicamente ferri-magnesiaco, ma bensì una clorite alluminosa. La cloritizzazione non è dunque un fenomeno d'alterazione ma un fenomeno di sostituzione di una roccia basica sulla quale agiscono venute ultrabasiche. L'interesse dello studio dettagliato di questi fenomeni di metasomatosi ultrabasica, trascurato da certi autori, risiede nel loro rapporto con la genesi di certe serpentine, con le quali le ofisferiti sono associate.

Finora è stato generalmente ammesso che le ofioliti del Chablais costituiscono effusioni primarie avvenute nella parte basale del flysch della falda della Breccia. I risultati delle nostre ricerche dettagliate rendono estremamente poco probabile questo modo di formazione. Si deve ritenere al contrario che ofioliti e rocce connesse costituiscono piccoli lembi di una zona tettonicamente superiore alla falda della Breccia, zona attualmente quasi interamente erosa.

Si paragonano le ofioliti del Chablais con quelle delle Prealpi romande (regione della Hornfluh, del colle di Jaun, dei Fenils), e si ricorda l'esistenza di numerose ofioliti non metamorfiche, molto simili a quelle studiate, disseminate lungo la catena alpina. Solo in seguito ad uno studio geologico e petrografico minuzioso di tutte queste formazioni sarà possibile spiegare il meccanismo della loro genesi e della loro messa in posto, meccanismo che per il momento costituisce ancora uno dei problemi più discussi della geologia alpina.

Abstract

In the region of the Col des Gets (Chablais, Haute Savoie), which is occupied by the flysch of the "Nappe de la Brèche", the presence of granites and non-metamorphic ophiolites, accompanied by rare and sometimes peculiar sediments, was pointed out in the nineteenth century already.

The geological features of these rocks have been studied in the present paper. Some geological observations are of especial interest. The submarine diabasic flows of the Vuargne are in a reversed position as can be seen from the form of the pillows they are made up by and which have their peduncles directed upwards. At La Rosière fine, compact, and sometimes pseudo-oolitic limestones containing coprolites transgress on the granite, which was turned into arkose almost entirely. Diabasic flows cover the remaining small bodies of limestone, and this sequence too is turned upside down.

The examined rocks can be divided into three groups:

1. Acid rocks: old leucocratic granites (of Hercynian age?), generally transformed into arkose and transgressed on by spilitic diabases, belonging to the ophiolitic cycle.
2. Ophiolites: spilites (basic phase), serpentines (ultrabasic phase) and compound rocks (ophiolitic breccias).

In the present paper we summarily speak of the various spilites as of rocks composed of albite and chlorite, but we wish to mention the following kinds: intersertal, porphyric and hypidiomorphic diabases, albite-chloritic, albite-hematitic and albite-leucoxenitic pillow lavas, spilitic gabbros, albitites, etc. Spilitic "lavas", albite-calcitic spilites, and zoisitites have also been found, but very rarely. Apart from the typical green serpentines (containing some monoclinic pyroxene and no olivine), we can mention amongst the ultrabasic rocks the motley serpentines, the ophicalcites, the ophisilicas, and the serpentine breccias with calcitic cement.

The classification of the several types of compound rocks has been proved to be quite difficult. Very often one can consider them as diabasic explosion breccias, formed by the bursting of submarine diabasic flows at the very moment of their effusion. Some rocks, forming rare elements in certain diabasic breccias, are not known "en place" in the region of the Col des Gets: it seems therefore reasonable to admit that the initial volume of the ophiolites and connected rocks was much bigger than it presently seems. One can also find some polygenic conglomerates (with ophiolitic, granitic and sedimentary elements in a sedimentary cement) which can be considered as a product of a beginning erosion of the ophiolitic mass.

3. Sedimentary rocks: radiolarites, red shales, fine limestones, limestones containing coprolytes, marly limestones with *Globotruncana appenninica* O. RENZ (of Cenomanian age).

Some of the spilitic rocks were affected by ultrabasic "solutions": the most important products of these chloritisation phenomena are the ophispherites. This new name is only to recall that those rocks belong to the ophiolitic group and possess a more or less spherical form. In the field the ophispherites look like serpentine "pebbles", stuck in a saponaceous paste of altered green serpentine. If one splits these pebbles a core and a rim can be seen distinctly. The core is formed by a spilitic, generally diabasic rock, but there are cores of albitite and zoisitite too. In the rim the structure of the core is preserved, but the albite (or the zoisite) was replaced by a chlorite. How exactly this replacement took place is not easy to explain, but decidedly there was no loss of volume. This fact permits the standard cells of the core and the rim of an ophispherite to be calculated after the methods of T. F. W. BARTH, as soon as the results of two distinct chemical analyses of these two parts are known. In this way it is possible to get an idea of the cations exchanges taking place during the replacement. In the rim a massive introduction of Mg, H₂O, and Fe can be observed and a simultaneous removal of Na, K, and Ca. Being more inert, some Al remained in the rim so that not a solely iron-magnesian serpentine but an aluminous chlorite resulted. This chloritisation must therefore not be considered as a superficial alteration phenomenon; it is the product of a partial replacement of a basic rock by ultrabasic "solutions". The exact study of ultrabasic metasomatism, although often neglected by certain authors, is of great interest because of the close relationship of the ophispherites to the serpentines — or at least to some of them.

So far the ophiolites of the Chablais have been regarded as primary effusions in the flysch of the "Nappe de la Brèche". It seems impossible to confirm this interpretation. In fact, we think that the ophiolites and the rocks connected with them form little nappe outliers of a zone which is tectonically superior to the "Nappe de la Brèche" and which has unfortunately been almost completely eroded.

The ophiolites of the Chablais are compared with those of the Préalpes romandes (Hornfluh region, Jaunpass, Fenils), and the existence of very many similar non-metamorphic green rocks disseminated along the whole alpine chain is recalled. An explanation for their genesis and emplacement cannot be found before the detailed geological and petrographical study of these rocks has been completed. At present these questions still belong to those most debated in alpine geology.

Bibliographie

- AMSTUTZ G. C. (1954): Geologie und Petrographie der Ergussgesteine im Verrucano des Glarner Freiberges. Publ. Vulkaninstitut I. Friedlaender, N° 5, Zürich.
- ARBENZ K. (1947): Geologie des Hornfluhgebietes. Beitr. geol. Karte Schweiz (N. F.), 89.
- AVIAS J. (1949): Note préliminaire sur quelques observations et interprétations nouvelles concernant les péridotites et serpentines de la Nouvelle Calédonie (secteur central). Bull. Soc. Géol. France (5), 19, p. 439.

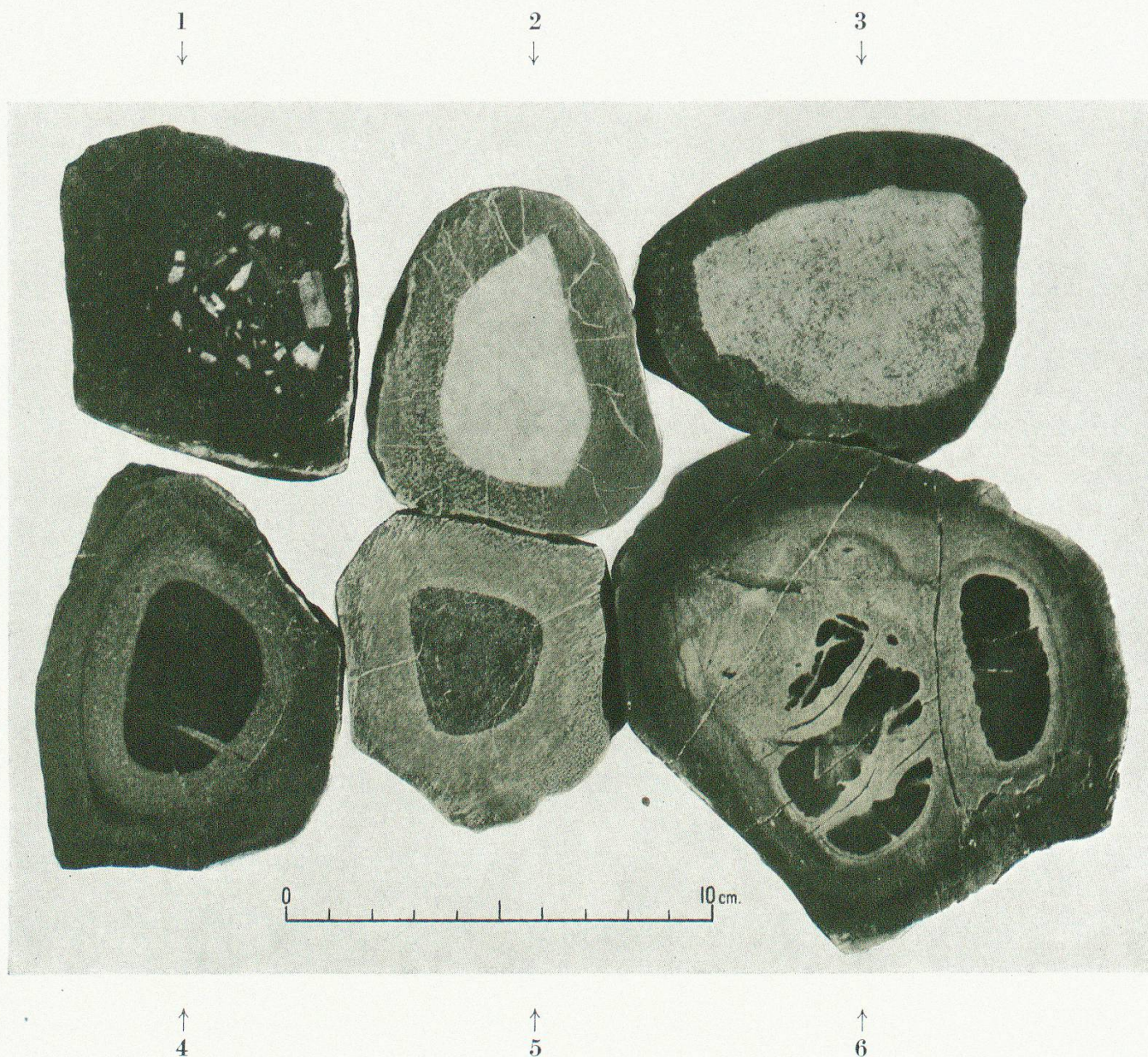
- BAILEY E. B. and McCALLIEN W. J. (1953): Serpentine Lavas, the Ankara Mélange and the Anatolian Thrust. *Transact. Royal Soc. Edinburgh*, 52, II, n° 11, p. 403.
- BARTH T. F. W. (1948): Oxygen in rocks: a basis for petrographic calculations. *Journ. of Geology*, 56, p. 50.
- (1952): *Theoretical Petrology*. John Wiley and Sons, Inc., New York; Chapman and Hall Limited, London.
- BENSON W. N. (1915): The geology and petrology of the great serpentine belt of New South Wales. *Proc. Linnean Soc. of New South Wales*, 40.
- BURRI C. und NIGGLI P. (1945): Die jungen Eruptivsteine des mediterranen Orogens. *Publ. Vulkaninstitut I. Friedlaender*, n° 3, Zürich.
- CADISCH J. (1953): *Geologie der Schweizer Alpen*. Wepf und Co., Basel.
- CAMPANA B. (1943): Géologie des nappes préalpines au Nord-Est de Château-d'Oex. *Mat. Carte géol. Suisse (N. S.)*, 82.
- COLE G. A. J. and GREGORY J. W. (1890): The Variolitic Rocks of Mont Genève. *Quart. Journ. Geol. Soc.*, XLVI, p. 295.
- COLLET L. W. (1934): Sur une brèche nummulitique, à faciès Wildflysch, de l'île d'Elbe. *C. R. Soc. Phys. et Hist. nat. de Genève*, 45, 2, p. 117.
- CORNELIUS H. P. (1935): Geologie der Err-Julier-Gruppe. I. Teil: Das Baumaterial. *Beitr. geol. Karte Schweiz (N. F.)*, 70.
- CONTI S. (1954): Considerazioni preliminari sulla genesi delle oficalciti nelle Alpi Liguri e Cozie. *Pubbl. Ist. Geol. Univ. Genova*, 8, Serie B.
- DEWEY H. and FLETT J. S. (1912): On some British pillow lavas and the rocks associated with them. *Geol. Mag.*, 8.
- DUPARC L. et REINHARD M. (1924): La détermination des plagioclases dans les coupes minces. *Mém. Soc. de Phys. et d'Hist. nat. de Genève*, 40, n° 1.
- FAVRE A. (1867): *Recherches géologiques dans les parties de la Savoie, de Piémont et de la Suisse voisines du Mont-Blanc*.
- GAGNEBIN E. (1939): Découverte d'un lambeau de la Simme dans les Préalpes du Chablais. *C. R. Acad. Sc.* 208.
- GRUNAU H. (1945): Das Ophiolithvorkommen von Hauen am Jaunpass (Kt. Bern). *Bull. suisse Min. Pétr.*, 25, n° 2, p. 311.
- (1947): Geologie von Arosa (Graubünden). Mit besonderer Berücksichtigung des Radiolaritproblems. *Thèse, Berne*.
- JAFFÉ F. (1954): La position géologique des ophiolites dans les Préalpes. *C. R. Acad. Sc.* 238, p. 1246.
- JEANNET A. (1941): Geologie der oberen Sihltaler Alpen. *Ber. Schwyzerischen Natf. Ges.*, 3. Heft.
- KLAUS J. (1953): Les couches rouges et le Flysch au Sud-Est des Gastlosen (Préalpes romandes). *Bull. Soc. Fribourg. Sc. Nat.*, 42.
- LEHMANN E. (1941): Eruptivgesteine und Eisenerze im Mittel- und Oberdevon der Lahnmulde. *Wetzlar*.
- (1941): Das Keratophyr-Weilburgit-Problem. *Heidelberger Beitr. Min. u. Petr.*, 2, p. 1.
- LOMBARD AND. (1940): Les Préalpes Médiannes entre le Giffre et le Somman. *Ecl. Geol. Helv.*, 33, n° 1, p. 53.
- LOTTI B. (1910): Geologia della Toscana. *Mem. Descrit. Carta Geol. d'Italia*, 13.

- LUGEON M. (1895): La région de la Brèche du Chablais. Bull. Carte géol. France, 7, n° 48.
- (1901a): Réunion extraordinaire de la Société Géologique de France à Lausanne et dans le Chablais. Bull. Soc. Géol. France (4), 1, p. 677.
- (1901b): Les grandes nappes de recouvrement des Alpes du Chablais et de la Suisse. Bull. Soc. Géol. France (4), 1, p. 723.
- LUGEON M. et GAGNEBIN E. (1941): Observations et vues nouvelles sur la géologie des Préalpes romandes. Mém. Soc. Vaudoise Sc. nat., 7, p. 1.
- MATTHES S. (1940): Biotitführende Metabasiteinschaltungen in Serpentinorkommen des sächsisch-fichtelgebirgischen Kristallins und ihre Abteilungen. Mineral. u. Petr. Mitt. 52, Leipzig.
- MICHEL-LÉVY A. (1892): Etude sur les pointements de roches cristallines qui apparaissent au milieu du Flysch du Chablais, des Gêts aux Fenils. Bull. Carte géol. France, 27/II, p. 39.
- NIGGLI P. (1948): Gesteine und Minerallagerstätten. Band I. Birkhäuser, Basel.
- PALACHE CH. (1894): The Lherzolite serpentine and associated rocks of the Potrero, San Francisco. Bull. Dept. Geology, University of California, 1, p. 163.
- PARÉJAS ED. (1948): Sur quelques coprolithes de Crustacés. Arch. des Sc. Genève, p. 512.
- QUEREAU C. E. (1893): Die Klippenregion von Iberg im Sihltal. Beitr. geol. Karte d. Schweiz (N. F.), 3.
- RABOWSKI F. (1920): Les Préalpes entre le Simmental et le Diemtigtal. Mat. Carte géol. Suisse (N. S.), 35.
- RANSOME F. L. (1894): The geology of the Angel Island. Bull. Dept. Geology, University of California, 1, p. 193.
- ROUTHIER P. (1953): Etude géologique du versant occidental de la Nouvelle Calédonie. Mém. Soc. Géol. France (N. S.), 32, n° 67.
- ROVERETO G. (1939): Liguria geologica. Mem. Reale Soc. Geol. d'Italia, II.
- SCHAETTI H. (1951): Geologie des Fürstentums Liechtenstein. I. Teil: Östliches Gebiet. Thèse, Berne.
- SCHROEDER J. W. (1939): La Brèche du Chablais entre Giffre et Drance et les roches éruptives des Gêts. Arch. des Sciences, Genève, 21.
- STAUB R. (1924): Der Bau der Alpen. Versuch einer Synthese. Beitr. geol. Karte Schweiz (N. F.), 52.
- (1948): Aktuelle Fragen im alpinen Grundgebirge. Bull. suisse Min. Pétr., 28, p. 422.
- (1949): Betrachtungen über den Bau der Südalpen. Ecl. Geol. Helv., 42, n° 2, p. 215.
- STEINMANN G. (1905): Die SCHARDTSche Überfaltungstheorie und die geologische Bedeutung der Tiefseeabsätze und der ophiolitischen Massengesteine. Ber. Naturforsch. Ges. zu Freiburg i. B., 16, p. 18.
- (1925): Gibt es fossile Tiefseeablagerungen von erdgeschichtlicher Bedeutung? Geol. Rundschau, 16, n° 6, p. 435.
- (1927): Die ophiolitischen Zonen in den Mediterranen Kettengebirgen. C. R. XIVe Congrès Géologique International, Madrid.
- STREIFF V. (1939): Geologische Untersuchungen im Ostschams (Graubünden). Thèse, Zurich.

- TAVERNIER H. (1888): Roches cristallines dans le canton de Taninge. Revue savoissienne, Annecy.
- TREVISAN L. (1950): L'Elba Orientale e la sua tettonica di scivolamento per gravità. Mem. Ist. Geol. Università di Padova, 16.
- TROEGER W. E. (1935): Spezielle Petrographie der Eruptivgesteine. Berlin.
- TRÜMPY R. et BERSIER A. (1954): Les éléments des conglomérats oligocènes du Mont-Pèlerin. Ecl. Geol. Helv. 47, n° 1, p. 119.
- VUAGNAT M. (1943): Les grès de Taveyannaz du Val d'Iliez et leurs rapports avec les roches éruptives des Gêts. Bull. suisse Min. Pétr., 23, p. 53.
- (1946): Sur quelques diabases suisses. Contribution à l'étude du problème des spilites et pillow lavas. Bull. suisse Min. Pétr., 26, p. 116.
- (1948): Remarques sur trois diabases en coussins de l'Oberhalbstein. Bull. suisse Min. Pétr., 28, p. 263.
- (1951a): Le rôle des roches basiques dans les Alpes. Bull. suisse Min. Pétr., 31, p. 309.
- (1951b): Bericht über die mineralogisch-petrographische Gesamtexkursion durch die Alpen (Excursion B 1). Bull. suisse Min. Pétr., 31, p. 343.
- (1952): Pétrographie, répartition et origine des microbrèches du Flysch nord-helvétique. Mat. Carte géol. Suisse (N. S.), 97.
- (1953): Sur un phénomène de métasomatisme dans les roches vertes du Mont Genève (Hautes Alpes). Bull. Soc. franç. Minér. Crist., 76, p. 438.
- VUAGNAT M. et JAFFÉ F. (1954): Sur les ophisphérites de la région des Gêts. Arch. des Sc. Genève, 7, n° 1, p. 5.
- WEGMÜLLER W. (1952): Geologie des Niederhorn-Kummigalm-Gebietes. Thèse, Berne.
- WILSON M. E. (1942): Structural features of the Keewatin volcanic rocks of Western Quebec. Bull. Geol. Soc. America, vol. 53, p. 53.
- WINCHELL N. H. (1947): Elements of optical mineralogy. Third edition. John Wiley and Sons, New York; Chapman and Hall, London.

Cartes consultées

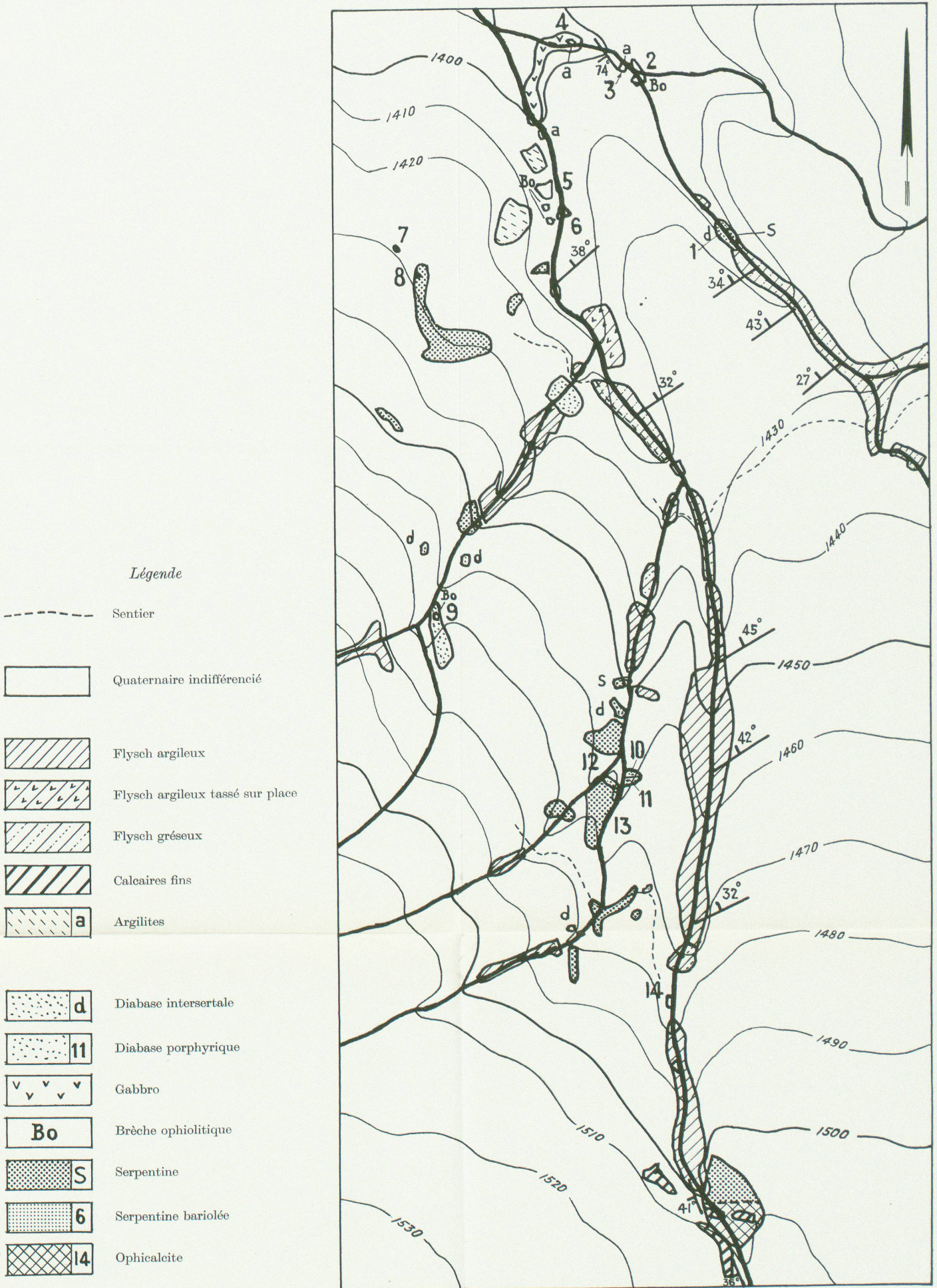
- Carte topographique de la France au 20000^e, Feuilles Samoens 6 et 7.
- Carte topographique de la France au 50000^e, Feuille Samoens-Pas de Morgin (coupure spéciale), Feuille XXXV-XXXVI-29.
- Carte géologique de la France au 80000^e, Feuille Annecy 160 bis, II^e édition.
- L. MÉRÉ (1928): Carte géologique de la Savoie et des régions limitrophes au 200000^e.



Principaux types d'ophisphérites

1. Ophisphérite à noyau de diabase porphyrique à albite et hornblende. Les phénocristaux chloritisés dans le bord ne sont pas visibles dans la reproduction.
2. Ophisphérite à noyau d'albite.
3. Ophisphérite à noyau de zoïsité.
4. Ophisphérite à noyau de diabase hypidiomorphe à albite et hornblende brune. Leucoxénitisation partielle de la hornblende dans le bord.
5. Idem. Leucoxénitisation totale de la hornblende dans le bord.
6. Idem. Leucoxénitisation partielle de la hornblende dans le bord et morcellement du centre en îlots.

Leere Seite
Blank page
Page vide



Légende

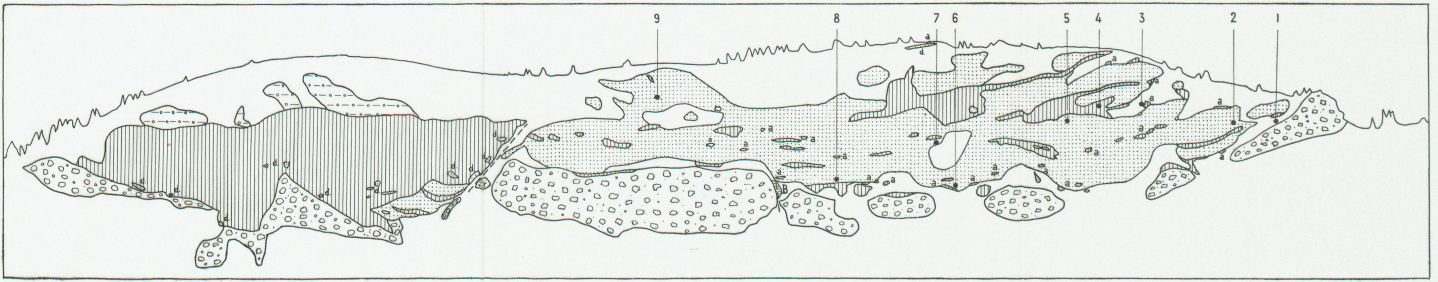
- Sentier
- Quaternaire indifférencié
- ▨ Flysch argileux
- ▩ Flysch argileux tassé sur place
- ▧ Flysch gréseux
- ▦ Calcaires fins
- ▤ Argilites
- ▣ d Diabase intersertale
- ▢ 11 Diabase porphyrique
- v Gabbro
- Bo Brèche ophiolitique
- ▧ S Serpentine
- ▦ 6 Serpentine bariolée
- ▤ 14 Ophicalcite

0 20 40 60 80 100 m.

1:2000

Esquisse géologique de «La Mouille Ronde»

Leere Seite
Blank page
Page vide



0 25m 50m

- | | | | | | | |
|------------|---------------------|-------------------|-------------|------------------|-----------|------------------|
| --- Faille | Couverture végétale | Brèche supérieure | a Argilites | Microconglomérat | d Diabase | B Brèche du Crôt |
|------------|---------------------|-------------------|-------------|------------------|-----------|------------------|

1. Bloc de microconglomérat
 2. Coussins renversés

- 3 et 4. Contact diabase — argilites
 5. Coussins allongés

Le Vuargne

- 6 et 8. Zones à matière verte
 7 et 9. Filons de diabase

