

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

Band: 26 (1946)

Heft: 2

Artikel: Sur quelques diabases suisses : contribution à l'étude du problème des
spilites et des pillow lavas

Autor: Vuagnat, M.

DOI: <https://doi.org/10.5169/seals-21669>

Nutzungsbedingungen

Die ETH-Bibliothek ist die Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Zeitschriften und ist nicht verantwortlich für deren Inhalte. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern beziehungsweise den externen Rechteinhabern. [Siehe Rechtliche Hinweise.](#)

Conditions d'utilisation

L'ETH Library est le fournisseur des revues numérisées. Elle ne détient aucun droit d'auteur sur les revues et n'est pas responsable de leur contenu. En règle générale, les droits sont détenus par les éditeurs ou les détenteurs de droits externes. [Voir Informations légales.](#)

Terms of use

The ETH Library is the provider of the digitised journals. It does not own any copyrights to the journals and is not responsible for their content. The rights usually lie with the publishers or the external rights holders. [See Legal notice.](#)

Download PDF: 22.01.2025

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

Sur quelques diabases suisses. — Contribution à l'étude du problème des spilites et des pillow lavas

Par *M. Vuagnat* (Genève)

Table des matières		Page
Introduction		117
Première partie: Description sommaire des affleurements		118
Chapitre I. Les roches éruptives basiques des Préalpes Romandes		119
§ 1. Historique		119
§ 2. Description		120
§ 3. Conclusions		122
Chapitre II. Les diabases des environs d'Arosa (Grisons)		123
§ 1. Historique		123
§ 2. Situation tectonique. Description		124
§ 3. Conclusions		130
Chapitre III. Les diabases de la Basse Engadine		130
§ 1. Historique		131
§ 2. Situation géologique. Description		132
§ 3. Conclusions		137
Deuxième partie: Description minéralogique		137
Chapitre IV. Considérations générales concernant particulièrement la question des structures		137
§ 1. Composition des minéraux		137
§ 2. Remarques à propos des structures		138
§ 3. Les quantités relatives de minéraux		140
§ 4. Principe de description		141
Chapitre V. Les roches grenues		141
Chapitre VI. Les diabases intersertales		142
§ 1. Diabases intersertales albitochloritiques		143
§ 2. Diabases albitochloritiques à hématite		146
§ 3. Diabases intersertales augitiques		150
§ 4. Diabases porphyritiques		154
Chapitre VII. Les diabases arborescentes et variolitiques; les pillow lavas		155
§ 1. Les pillow lavas albitochloritiques		155
§ 2. Les espèces augitiques		170
§ 3. Les termes métamorphiques		170
§ 4. Les pillows		171

	Page
Chapitre VIII. Les roches composites	175
§ 1. Les brèches	175
§ 2. Les „adinoles“	177
§ 3. Le contact de la diabase avec les schistes du Flysch	178
§ 4. Exemple d'un contact de la diabase avec du calcaire	181
§ 5. Grès à éléments éruptifs de Wolfsboden (Schröterwiti)	183
Troisième partie: Etude pétrochimique. Genèse. Conclusions	184
Chapitre IX. Interprétation des analyses. La méthode des normes moléculaires	185
Chapitre X. Analyses de diabases provenant des régions étudiées	189
Chapitre XI. Le problème des spilites et des pillow lavas	198
§ 1. Les spilites	198
§ 2. Pillow lavas et variolites	200
Chapitre XII. Genèse des diabases étudiées: constitution et structures	201
§ 1. Remarques générales sur les hypothèses pétrogénétiques	201
§ 2. La tendance de différenciation spilitique	205
§ 3. La variation locale régulière: pillows et varioles	211
§ 4. Questions de nomenclature	219
Chapitre XIII. Résumé	221
Bibliographie	224

Introduction

Au nombre des roches qui constituent l'édifice alpin, les ophiolites occupent localement une place importante. Telles sont les serpentines du Geisspfad, du Puschlav et de la Basse Engadine, ou encore, dans les parages du Julier, les masses de prasinites et de diabases où se creuse le cirque désolé de Bivio.

C'est moins le volume des ophiolites qui en fait l'attrait que leur histoire: produit principal de l'activité magmatique dans les Alpes occidentales durant l'ère mésozoïque, elles sont nées dans des conditions étroitement liées à l'orogénèse alpine. Mais il serait vain d'attendre d'elles qu'elles trahissent les secrets des remous profonds qui les ont impliquées dans la surrection des nappes: c'est que le métamorphisme a étendu sur elle un voile décevant pour le géologue; il a mué en « roches vertes » la plupart d'entre elles. Le pétrographe, au contraire, se sent stimulé par cette difficulté supplémentaire. Mais il doit se montrer très circonspect dans l'interprétation des phénomènes qu'il observe et se tenir prêt à donner à chacun d'eux plusieurs explications possibles, car tout prête à confusion dans ce qui touche aux ophiolites, y compris les termes employés par nos devanciers.

Parmi les ophiolites il est heureusement un groupe privilégié de roches. Les auteurs les nomment: variolites, spilites, schistes spilitiques (Spilitschiefer), diabases etc. Elles caractérisent la limite du pennique avec l'austro-alpin ainsi que les nappes préalpines supérieures. Ces roches présentent trois avantages. Elles ont en grande partie échappé au métamorphisme régional; leur constitution est cependant sensible à l'action de ce métamorphisme (contrairement, par exemple, à la constitution des serpentines), qui peut être étudiée dans des

zones un peu plus profondes; enfin, il est très probable qu'elles terminent le cycle d'activité ophiolitique et représentent ainsi des roches passablement différenciées en qui s'inscrit de la sorte une partie de l'histoire magmatique des Alpes.

En résumé nous pouvons par l'étude de ces roches assurer les points de départ de plusieurs fils conducteurs, susceptibles de nous conduire ensuite dans les zones tectoniquement plus basses où le métamorphisme les a embrouillés. Par la même occasion nous abordons certains problèmes qui dépassent le cadre de la pétrographie alpine et présentent un intérêt d'ordre plus général. Nous pensons plus spécialement à la question des spilites.

Nous présentons ici les premiers résultats d'une telle étude, en nous bornant à décrire les diabases les plus typiques des Alpes suisses. Le sujet est loin d'être épuisé; les recherches encore en cours apporteront, espérons-le, plus de clarté dans les problèmes soulevés.

Je tiens à exprimer ici toute ma gratitude envers M. le Professeur P. NIGGLI qui m'a largement ouvert les portes de son Institut. Pendant deux ans et demi, il a, malgré ses nombreuses occupations, suivi personnellement ces recherches et m'a guidé de ses conseils et suggestions. Je remercie aussi M. le Professeur J. JAKOB qui m'a appris à faire l'analyse des silicates, M. le Professeur E. BRANDENBERGER, chef de la section röntgenographique de l'EMPA, qui m'a aidé dans l'interprétation de nombreux diagrammes aux rayons X, ainsi que M. le Professeur C. BURRI.

Je n'oublierai pas mes amis, les assistants du Laboratoire de Minéralogie, ils ont été pour moi de parfaits camarades.

Je remercie M. le Professeur L. DÉVERIN du soin qu'il a apporté à la révision de mon manuscrit et à la correction des épreuves.

Je dois aussi adresser mes vifs remerciements à la Fondation pour l'allocation de bourses d'études en minéralogie et sciences connexes. Son aide m'a permis d'effectuer ce travail.

Première partie

Description sommaire des affleurements

De la frontière entre la Suisse et l'Autriche jusqu'à la Méditerranée, on a reconnu, si l'on fait abstraction des Alpes piémontaises encore peu étudiées, les gisements suivants d'ophiolites situés dans des zones tectoniques supérieures. Dans les Préalpes: la région du Col de Gêts (Chablais; Hte Savoie), le Pays d'Enhaut (Canton de Vaud), Oberiberg (Canton de Schwytz). Dans les Alpes, de l'Ouest à l'Est: la région du Mont-Genève (Dauphiné), la zone des écailles d'Arosa, le grand ensemble de l'Oberhalbstein, la Basse Engadine et éventuellement la Haute Engadine. Les quatre derniers groupes d'affleurements sont situés dans les Grisons.

Pour des raisons d'ordre pratique nous avons effectué un choix entre ces divers gisements. Dans les Préalpes nous ne décrivons que les roches du Pays d'Enhaut. Des ophiolites grisonnes nous

ne retiendrons que celles de la zone des écailles d'Arosa (Aroserschuppenzone) et de la Basse Engadine, en excluant de ces dernières les termes métamorphiques du Piz Mondin.

Cette description doit permettre de situer les différents groupes. A cet effet, nous donnons pour chaque groupe:

1. Un aperçu historique des principaux travaux concernant la région considérée et possédant un intérêt pétrographique.
2. Une description géographique et géologique des affleurements avec leurs principaux caractères pétrographiques (aspect macroscopique, etc.).
3. Quelques mots de conclusion.

CHAPITRE I

LES ROCHES ÉRUPTIVES BASIQUES DES PRÉALPES ROMANDES

Ce groupe d'affleurements très disséminés n'a jamais été l'objet d'une description d'ensemble.

§ 1. Historique

T. RITTENER et A. MICHEL-LEVY (48) ont donné une description très fidèle du bloc variolitique des Fenils (Griesbachtal). Ces auteurs notent la structure variolitique, les schistes rouges qui l'emballent et la structure microscopique arborescente de la diabase. MICHEL-LEVY relève la grande analogie avec la porphyrite du col des Gêts. Une analyse chimique due à Lacroix rehausse la valeur de cette courte note.

A. BONARD (49), puis F. JACCARD (25) consacrent quelques alignés aux sills diabasiques situés entre Gstaad et Zweisimmen. BONARD reconnaît notamment la nature albitique du feldspath et propose d'appeler ces roches: gabbros hypoabyssiques ou ophites. Les deux cartes géologiques de JACCARD (D, E) permettent de retrouver facilement la plupart des affleurements.

E. RABOWSKI, dans son mémoire sur les Préalpes entre Simmental et Diemtigtal (46), ne fait que citer la brèche à éléments cristallins du Jaunpass. Sur sa carte il indique deux affleurements séparés.

Un peu avant B. TSCHACHTLI (65) qui se borne à les énumérer, J. W. SCHROEDER (52) avait revu certains affleurements des Préalpes romandes, afin de les comparer avec ceux du Chablais. Il confirme encore les ressemblances que l'on savait exister entre ces roches éruptives et celles du Col de Gêts, en relevant l'habitus

en pillows du bloc des Fenils et la position en sills des diabases ophitiques, plus particulièrement celle du banc de Flühmaad.

Il y a deux ans, nous avons, dans une communication préliminaire, attiré l'attention sur diverses particularités pétrographiques de ces roches du Pays d'Enhaut (67).

Tout récemment, un élève de M. le Professeur J. CADISCH, H. GRÜNAU, nous a apporté d'intéressantes observations sur la brèche du Jaunpass (22). Nous rappellerons ses conclusions dans le paragraphe descriptif.

Signalons enfin que F. ARBENZ va bientôt publier un travail sur les Préalpes dans la région en question.

§ 2. Description

On peut faire rentrer les roches éruptives des Préalpes romandes dans trois catégories.

- a) Le bloc variolitique des Fenils.
- b) Les sills diabasiques.
- c) La brèche porphyritique du Jaunpass.

a) Le bloc variolitique des Fenils. L'affleurement est constitué par un grand bloc qui se trouve dans le vallon des Fenils (entre Rougemont et Saanen, sur rive droite de la Sarine). Il est plus exactement situé une centaine de m. en amont du pont de Thiel-egg, au bord du chemin, du côté montagne.

Il existait naguère (48) plusieurs blocs analogues, qui furent malheureusement détruits pour former le soubassement du chemin; il n'en reste plus que des fragments épars, quelques-uns dans le lit du torrent.

Le grand bloc, resté intact, mesure très approximativement, 4 m. de haut sur 4—5 m. de large, il sort du talus et forme ainsi une petite paroi. Il est complètement isolé, et ne montre aucune relation avec la roche encaissante, qui n'affleure même pas dans le voisinage immédiat. Il n'y a donc rien à dire de son mode de gisement.

Un examen attentif permet de distinguer, grosso modo, trois parties principales dans ce bloc.

1. La plus grande partie du bloc est formée par une diabase rouge ou grise, massive ou en pillows suivant les endroits, sans qu'il existe de limites bien nettes entre ces divers habitus. Les pillows sont finement variolitiques sur les bords et sont empâtés dans une matrice caractéristique, souvent *chorismatique*, où l'œil nu peut déjà reconnaître une substance chloritique, à côté d'un carbonate (calcite ou dolomite) et d'hématite.

Le microscope révèle une diabase albitochloritique à structure qui d'intersertale devient sphérolitique vers le bord des pillows.

2. La seconde partie occupe le haut du bloc, vers l'amont. Il s'agit de pillows bréchoïdes. Ces pillows de petite taille, entourés d'une matrice rougeâtre, sont constitués par des fragments anguleux de porphyrite et par des varioles isolées dans un ciment très peu abondant. On remarque que parfois la texture bréchoïde est limitée à la zone périphérique du pillow.

3. Enfin, plus à l'extérieur, apparaissent des schistes rouges, qui contiennent des globules de porphyrite arborescente de quelques cm. à quelques mm. de diamètre. A cette zone succède une nouvelle bande étroite de diabase et c'est seulement ensuite que l'on trouve les schistes bordiers décrits par RITTENER, d'abord rouges, puis devenant peu à peu gris-verts. Cette zone schisteuse qui est liée au bloc et l'empaquette ne doit pas être considérée comme appartenant au Flysch encaissant.

b) Les sillons diabasiques. Font partie de ce groupe plusieurs petits affleurements, disséminés entre Gstaad et Zweisimmen.

1. Flühmaad. Cet affleurement est situé sur le versant gauche de la vallée, deux à trois km. en amont de Gstaad, près des chalets de Flühmaad.

C'est peut-être, du point de vue géologique, le plus instructif de ces affleurements. Les relations avec la roche encaissante sont particulièrement nettes sous un groupe de sapins. On observe un banc de roche verte plongeant modérément, sa puissance oscille autour de 2 m.; au toit comme au mur nous trouvons les schistes gris du Flysch préalpin. On n'observe pas de phénomènes de contact macroscopiques. Au surplus on se reportera à ce que dit SCHROEDER de cet affleurement (52 p. 77).

2. Oeschseite. Cet affleurement a été exploité lors de la construction de la ligne du Montreux-Oberland. Il n'en reste que des fragments se trouvant un peu en amont de la halte d'Oeschseite, entre la route et la rivière. C'est une belle diabase très grossière.

3. Halten, Fang, Eggweid, Rinderberg. Cette série d'affleurements forme un chapelet qui s'égrène le long de la croupe montant de Zweisimmen vers le Rinderberg. La plupart ne présentent pas d'intérêt particulier, certains sont même en fort mauvais état. Une minuscule carrière ouverte dans un banc de diabase sur le côté gauche du chemin lorsqu'on descend permet de récolter des

échantillons de roche fraîche. En certains endroits la diabase paraît s'infiltrer dans la roche encaissante.

4. *Moosbach*. Malgré des recherches laborieuses, nous n'avons pas pu retrouver cet affleurement décrit par JACCARD (25) à Moosbach, environ 1 km. en amont de Zweisimmen, dans la direction de la Lenk. Il est possible qu'il ait été détruit lors de la construction de la voie ferrée qui passe à proximité du lieu indiqué sur la carte. Si tel est le cas, c'est regrettable car la diabase présentait ici un type spécial à en croire la description macroscopique de JACCARD.

Toutes ces roches sont des diabases albitochloritiques à structure intersertale généralement grossière. On peut observer par endroits des traces évidentes de dynamométamorphisme.

c) *La brèche porphyritique du Jaunpass*. H. GRUNAU qui a récemment étudié l'affleurement n'énumère pas moins de 26 petits pointements isolés, disséminés entre le Jaunpass et Hauen. La plupart présentent une texture bréchoïde, certains sont cependant en diabase massive. Résumons les conclusions auxquelles cet auteur (22) est arrivé :

1. La composition minéralogique de la roche est celle d'une diabase albitochloritique (Grünau apporte une suggestion à propos de la nomenclature, nous y reviendrons à la fin de cet exposé).

2. L'albite est primaire, le magma franchement spilitique ainsi que le prouve une analyse.

3. Certaines brèches contiennent des éléments sédimentaires ou éruptifs acides que l'auteur décrit sommairement. La genèse de ce conglomérat n'est pas entièrement éclaircie.

4. L'ophiolite se trouve dans le Flysch de la nappe de la Simme. L'auteur rapproche cette position de celle de la variolite du Hörnli (Arosa). Il existe d'autre part une parenté minéralogique évidente entre les deux roches éruptives.

Nous avons déjà signalé (67) la présence d'éléments faisant partie de la brèche, qui présentent eux-mêmes une structure composite: fragments de diabase intersertale ou arborescente dans un ciment très fin, felsitique.

§ 3. Conclusions

Les sills diabasiques sont intrusifs dans le Flysch de la nappe de la Brèche, comme l'admet SCHROEDER. La brèche du Jaunpass se trouve par contre dans le Flysch de la nappe de la Simme, si l'on adopte les vues de B. TSCHACHTLI. Ce Flysch est daté par une

Globo truncana apenninica Renz comme Cénomaniens ou même plus récent. Le fait que la brèche semble contenir des éléments rappelant les schistes calcaires du Flysch indiquerait un âge postérieur à cette formation ou du moins à sa base.

Le bloc des Fenils est un bel exemple de diabase variolitique avec pillows bréchoïdes. L'ensemble de ces roches est caractérisé par la prédominance de l'albite et de la chlorite ainsi que par l'absence de hornblende ou pyroxène frais.

Ce sont probablement les produits d'un même magma qui s'est consolidé dans des conditions différentes déterminant les diverses structures.

CHAPITRE II

LES DIABASES DES ENVIRONS D'AROSA (GRISONS)

C'est parmi ces affleurements que l'on trouve les plus beaux exemples de variolites et de pillow lavas de la Suisse. Leur état de conservation est également remarquable.

§ 1. Historique

Il faut arriver à A. BODMER-BEDER (8) pour avoir une étude micrographique de ces roches. Cet auteur distingue trois affleurements: Aroser Weisshorn, Aroser Oberberg et surtout Hörnli. Sa description est excellente; il établit l'existence de plusieurs types de diabase caractérisés par des structures différentes (structure vitrophyrique, porphyrique, sphérolitique, ophitique et grenue) qui semblent former une série continue. Il a l'idée de mettre en relation ces variations de structure avec la distance entre l'échantillon étudié et le bord de la coulée. Il est moins à l'aise en ce qui concerne la composition minéralogique et hésite manifestement sur la nature du plagioclase. Notons qu'il a observé des tufs et des formations qui ressemblent aux adinoles des auteurs allemands.

Cette étude pétrographique est la seule que nous possédions sur la région; elle n'est malheureusement accompagnée d'aucune analyse chimique.

Dans plusieurs monographies consacrées à la géologie des Mittelbünden, œuvre entreprise sous la direction de P. ARBENZ, nous trouvons quelques mots sur les ophiolites. J. CADISCH (A) a levé la feuille Arosa.

Après une assez longue période où les recherches ont été interrompues, nous avons repris l'étude pétrographique de ces diabases, nos premiers résultats ont fait l'objet d'une courte note prélimi-

naire (68). Actuellement H. GRUNAU, que nous avons déjà cité à propos de l'ophiolite du Jaunpass, fait des recherches approfondies dans le cadre d'une carte géologique au 1:10 000 des environs d'Arosa. Son travail nous apportera maintes nouveautés et bon nombre d'observations précises sur des détails que nous ne pouvons traiter dans cet exposé.

§ 2. Situation tectonique. Description

Le gisement en question fait partie de la zone des écailles d'Arosa, dont l'enracinement reste un des problèmes les plus épineux de la tectonique grisonne. Deux hypothèses ont été émises à ce propos. Toutes deux ont été successivement défendues par R. STAUB.

A. Dans une première tentative cet auteur considère (55) que la zone est mixte: les terrains sédimentaires, à l'exclusion des radiolarites, et les roches éruptives acides seraient d'origine austroalpine inférieure, les ophiolites par contre seraient encore penniques et auraient été pincées dans l'élément supérieur par un phénomène d'involution.

B. Plus récemment (57) R. STAUB rétablissant l'homogénéité de la zone, la fait dériver tout entière du géosynclinal de Quatervals (situé en avant du front des Tyrolides). Ce géosynclinal a donné naissance en arrière à la nappe de Scarl, dont notre zone ne serait que la partie frontale (56).

Il est pour l'instant impossible de choisir définitivement entre ces deux hypothèses. Nous nous contenterons de remarquer que les diabases des environs d'Arosa sont nettement moins métamorphiques que les autres diabases des Grisons, même celles attribuées au pennique tout à fait supérieur (Oberhalbstein, Haute et Basse Engadine). On pourrait trouver dans ce fait un argument en faveur d'une origine austroalpine de la zone d'Arosa, mais il convient d'observer une grande prudence, car nous ignorons encore si le degré de métamorphisme des variolites est ou n'est pas en raison directe de leur proximité du front de la nappe qui les entraîna.

De toute façon l'analogie qui existe entre les roches éruptives de l'Aroserschuppenzone et celles de Préalpes est des plus frappantes. Comme on le sait, l'étude des roches sédimentaires confirme cette analogie. L'étude pétrographique détaillée parlera en faveur de relations étroites entre cette zone des Grisons et les nappes préalpines supérieures, relations postulées autrefois par M. LUGEON (32), puis par E. ARGAND (2) et R. STAUB (55).

On peut, en simplifiant, répartir les affleurements de diabases en quatre groupes :

- a) Le groupe Schafwald-Wolfsboden
- b) L'Aroser Weisshorn.
- c) Le Hörnli.
- d) L'Aroser Oberberg.

a) Le groupe Schafwald-Wolfsboden. On trouvera réunis sous ce titre plusieurs petits affleurements. Ils n'auraient qu'une importance très secondaire, si quelques particularités pétrographiques intéressantes ne les caractérisaient.

Prenant le chemin qui partant d'Arosa Unterdorf s'engage dans la forêt du Schafwald, nous atteignons après quelque 20 minutes de marche l'épaule qui descend sur Langwies. La carte indique à quelques dizaines de mètres en dessus du chemin, des diabases liées à des radiolarites et à des minerais de manganèse sédimentaires. En réalité l'affleurement est mauvais: grands blocs de situation douteuse perdus dans la forêt.

Un peu plus loin, toujours en dessus du chemin, la diabase forme une petite paroi. Elle est vert-rosé et massive. On trouve dans les blocs qui s'en sont détachés, de beaux spécimens de roche éruptive avec enclaves de calcaire blanc accompagnés d'un léger métamorphisme de contact. Pour la description détaillée de ce phénomène on se reportera à la deuxième partie (p. 181).

Environ 500 m. plus loin, aux alentours du lieu dit Löser, la diabase affleure au bord gauche du chemin. Quelques mètres plus loin qu'un banc de diabase typique, une roche verte retient notre attention. A première vue on pourrait la prendre pour une diabase ordinaire, mais son aspect lité et surtout les observations microscopiques, nous montrent qu'il s'agit en réalité d'une roche détritique comprenant des microconglomérats, des grès et des schistes gris foncé. Les éléments sont constitués par des débris de diabase et par des roches étrangères. Ce lit plonge parallèlement aux bancs de diabase qui le précèdent. Il s'agit probablement d'une intercalation détritique, car si nous poursuivons le chemin, nous rencontrons encore de nombreux bancs de diabase.

Au-dessus des chalets de Wolfsboden, le principal affleurement de diabase forme une paroi et le chemin qui monte à Prätsch facilite son étude. C'est une variété massive, dont la couleur varie du vert au rouge.

Au sommet de la côte, peu avant Roter Tritt, nous débouchons sur une esplanade dont le soubassement est formé de diabase verte, clivée en gros blocs qui semblent avoir un peu basculé. Ces blocs sont supportés par des grès et microconglomérats polygéniques à fragments de diabase, analogues à ceux que nous avons rencontrés plus bas.

b) L'Arosier Weisshorn. Un affleurement assez petit est intercalé dans la face Ouest du Weisshorn, environ 130 m. en dessous du sommet. De la serpentine le surmonte et il est supporté par du calcaire de la Sulzfluh à couches rouges. Les strates plongent au SE. On observe fréquemment des formes arrondies, rappelant les coussins, nous n'avons pu établir l'existence de varioles tout à fait certaines, mais on rencontre des structures qui s'en rapprochent beaucoup. Un bloc détaché, situé au NE de l'affleurement, montre une structure variolitique typique. Sous le microscope la structure arborescente est assez floue.

A. BODMER-BEDER (8) a déjà remarqué dans ce gisement de nombreux contacts de la roche éruptive avec le calcaire. Nous y trouvons en effet tous les termes intermédiaires entre des enclaves de calcaire et d'innombrables veinules qui parcourent la diabase. Le magma a sans doute traversé des bancs de calcaire qu'il a assimilé en partie.

c) Le Hörnli. Un gros gendarme planté sur la crête qui descend du Plattenhorn vers le col du Hörnli constitue le plus grand affleurement diabasique de la région d'Arosa et la plus belle coulée en pillows de Suisse. Il sort des schistes mésozoïques fortement inclinés, que des études récentes (22) tendent à placer dans le Crétacé supérieur.

Pour les besoins de la description nous pouvons distinguer: une face Est au pied de laquelle passe le sentier qui même d'Arosa à Lenzerheide, une face Ouest, opposée, et deux arêtes, Nord et Sud.

On distingue à l'oeil nu: les diabases massives; les pillows; les pillows bréchoïdes et à enclaves; enfin les contacts de la diabase avec la roche encaissante. Il est difficile, après avoir examiné les roches au microscope, de conserver toutes ces distinctions.

1. Les diabases massives. Il est malaisé d'estimer l'importance relative des coussins et des diabases massives. D'après A. BODMER-BEDER la diabase massive (ou son équivalent microscopique) prédominerait dans la partie médiane, à mi-hauteur du gendarme.

Il est certain que cette diabase oscille entre deux types :

D'une part, une roche d'un rouge vineux dans l'ensemble, parsemée de petites taches vertes visibles à la loupe. La structure est relativement grossière et les prismes brillants de plagioclase accentuent son aspect cristallin. Cette variété est particulièrement belle sur l'arête Nord, près du contact avec la roche encaissante.

D'autre part, une roche tout aussi grossière et cristalline que la précédente, mais franchement verte.

Ces deux variétés montrent sous le microscope une belle structure intersertale (voir p. 146). La première est une diabase albitochloritique à hématite, la seconde une diabase albitochloritique à pyroxène. Cette association dans un même affleurement et tout près l'une de l'autre de roche à pyroxène et de roche à hématite doit être notée, car nous avons là un premier exemple d'une règle que nous retrouverons souvent.

2. Les pillows. Les coussins les plus typiques se trouvent dans les faces Ouest et Est, ainsi que dans les éboulis grossiers qui en descendent.

La face Ouest montre, en un endroit facile à trouver, de superbes pillows à section circulaire; ils sont rouges dans une matrice verte (fig. 1). Le diamètre des plus petits individus ne dépasse guère 35 cm. avec une marge variolitique de 4 à 5 cm.; la partie bordière est plus rouge que le centre et produit un bel effet de contraste avec la matrice verte. Cette dernière est un peu schisteuse et contient de petits fragments de schistes rouges et de radiolarites (22). En certains endroits, lorsque les coussins augmentent de taille, elle prend une allure fluidale, s'accumule en masses plus importantes, dessine des sortes de remous et contient des essaims de varioles isolées. Les gros pillows sont beaucoup moins réguliers et il serait inexact de parler d'édifices sphériques, la marge variolitique devient plus étroite, et certains sont si grands qu'il vaudrait peut-être mieux parler de langues de lave variolitique.

Un pillow de taille intermédiaire (environ 70 cm. de petit axe), détaché de la paroi, nous a permis, par une série de plaques minces, s'échelonnant du centre à la périphérie, d'étudier les variations caractéristiques de structure et de composition. Nous les décrivons tout au long dans le ch. VII. Qu'il nous suffise de retenir que le coussin est une diabase albitochloritique à structures fines et que sa matrice est essentiellement chloritique.

Les varioles appellent encore quelques brèves remarques. On les observe le plus souvent à la périphérie des pillows dont elles

sont une des caractéristiques; mais elles peuvent aussi se trouver à la surface de petites coulées onduleuses (p. ex. entre l'arête Nord et la face Est). Parfois les varioles au lieu d'être uniformément réparties dans la matrice, s'ordonnent, soit en enveloppes irrégulières, parallèles à la surface du pillow, soit en traînées linéaires. Leur taille varie de quelques mm. à plus d'un cm.

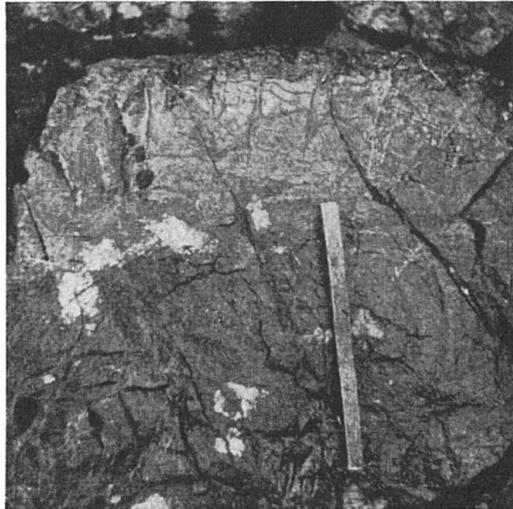


Fig. 1. Pillow variolitique du Hörnli (Arosa). Remarquez l'étroite marge variolitique, les fentes et la matrice foncée.

3. Pillows bréchoïdes et à enclaves. Un type franchement bréchoïde est constitué par des fragments de taille variable (généralement quelques cm.), anguleux et par des varioles isolées empâtées dans un ciment. Il est impossible d'établir une classification des innombrables variétés de ce type de roche (teinte des fragments, de la pâte, présence de varioles, etc.). Remarquons que parfois ce n'est pas l'ensemble du coussin qui est bréchoïde; on observe dans ces cas un centre plus ou moins homogène, une zone médiane bréchoïde et une zone externe variolitique. D'autre part on peut constater que les variétés vertes sont beaucoup plus rares que les variétés rougeâtres.

Le microscope montrera que les fragments sont des diabases généralement arborescentes tandis que le ciment est composite et très probablement d'origine volcanique.

A partir de ce terme extrême, nous trouvons une série de types où la structure bréchoïde est de moins en moins évidente. Certains échantillons font l'effet d'une roche fortement fissurée, dont les cassures auraient été remplies par le «ciment». On trouve même des

exemples où l'apparence bréchique est toute superficielle; l'individualité des «éléments» n'est due qu'à une répartition très irrégulière des différents minéraux constitutifs, principalement de la chlorite et de l'hématite.

On voit que ces roches dans leur déconcertante diversité, leurs structures souvent énigmatiques, les passages qui relient un type à l'autre posent de multiples questions en ce qui concerne la mise en place des pillow lavas. Nous en dirons quelques mots plus loin.

Dans d'autre cas l'allure bréchiforme est encore conservée, mais il s'agit d'enclaves de roches étrangères englobées dans la lave. Les enclaves les plus fréquentes sont celles d'un calcaire rosé et cristallin, elles offrent des formes inattendues et atteignent une taille respectable. On observe parfois, déjà à l'examen macroscopique, qu'une zone de contact différenciée entoure le fragment. Il s'agit probablement de roches sédimentaires arrachées par le magma lors de son ascension, mais il est intéressant de constater que la seule roche encaissante visible de la diabase du Hörnli est formée par les schistes du Flysch. Sans doute les calcaires proviennent-ils de niveaux inférieurs.

Au surplus il existe des types intermédiaires entre les pillows bréchoïdes et les diabases à enclaves; on peut, en effet, voir un bloc situé dans les éboulis de la face Est, où de très nombreuses enclaves de roches rouge semblent s'infiltrer dans les parties diabasiques vertes.

4. Les contacts. Les contacts de la diabase avec la roche encaissante sont importants, car on peut espérer qu'ils nous permettront de préciser le mode de gisement (intrusion, coulée sous-marine) de la roche éruptive.

L'arête Sud permet d'observer la limite entre la diabase et les schistes du Flysch, qui sont en position presque verticale. La roche éruptive ne donne nullement l'impression de les avoir traversés à l'emporte-pièce, mais au contraire, d'avoir pénétré parallèlement aux plans de stratification.

La diabase est verdâtre, variolitique. Au contact même, nous trouvons une roche très fine, compacte et arborescente sous le microscope. La limite avec les schistes gris noirs est macroscopiquement très nette, nous verrons qu'en réalité les choses ne sont pas si simples et qu'il existe des récurrences de diabase et une albitisation du sédiment.

Sur le même flanc, un peu en dessous, les conditions de contact sont plus compliquées; à l'œil nu on voit que la roche est une cho-

rismite formée de parties blanches et vertes. C'est de cet endroit que proviennent les «adinoles» décrites à la fin de la seconde partie.

d) L'Aros er Oberberg. Tandis que BODMER-BEDER considérait cet affleurement comme étant en place, J. CADISCH (A) le figure comme moraine glissée. Du point de vue pétrographique cette différence importe peu, car même dans la dernière hypothèse, il n'y a pas de doute qu'il ne s'agisse d'un affleurement homogène, transporté en bloc sur une petite distance.

Il est constitué par un amoncellement de gros blocs. La diabase est nettement plus foncée que celle des autres affleurements, par endroits sa couleur, verte, est presque celle de la serpentine. La variété franchement rouge est absente. Les pillows sont fréquents, mais souvent petits et parfois mal individualisés; leurs varioles sont en général plus fines qu'au Hörnli.

L'examen microscopique confirme cette différence entre les roches des deux affleurements. L'Aros er Oberberg révèle un type beaucoup plus riche en phénocristaux d'olivine pseudomorphosés en chlorite.

§ 3. Conclusions

Les diabases des environs d'Arosa sont caractérisées par:

- a) la présence des plus beaux pillows des Alpes suisses;
- b) des coussins bréchoïdes de nature très variée et d'origine éruptive;
- c) deux variétés extrêmes de diabase, l'une albitochloritique à hématite, l'autre albitochloritique à pyroxène. La diabase de l'Aros er Oberberg est riche en phénocristaux d'olivine altérée;
- d) des contacts entre la diabase et la roche sédimentaire, soit avec des enclaves de calcaire, soit avec les schistes du Flysch encaissant, ce dernier cas aurait favorisé la formation d'adinoles;
- e) une roche détritique (schiste, grès, microconglomérat) étroitement liée aux bancs de diabase et contenant, à côté d'un matériel étranger, des fragments de diabase. Nous l'avons reconnue en deux points.

CHAPITRE III

LES DIABASES DE LA BASSE ENGADINE

En aval d'Ardez, dans la vallée de l'Inn, la série pennique réapparaît dans la fenêtre de la Basse Engadine. Les ophiolites forment, comme on le sait, un des termes caractéristiques de cette série.

La frontière entre la Suisse et l'Autriche coupe cette fenêtre transversalement en deux parties et nous n'avons pu étudier que les diabases de la moitié suisse.

§ 1. Historique

Il serait inutile de donner une bibliographie complète des travaux concernant la Basse Engadine, car peu d'auteurs se sont réellement intéressés aux ophiolites.

G. THEOBALD (62) reste dans le cadre d'une énumération avec quelques précisions sur l'aspect macroscopique des ophiolites. Relevons qu'il distingue les serpentines, les diorites (nos diabases massives), les spilites et les variolites qu'il nomme aussi Blatterstein. Il a, dans certains cas, reconnu la nature albitique du feldspath.

Sa carte géologique (G) est excellente pour l'époque.

Environ quarante ans plus tard paraît la monographie de U. GRUBENMANN et CHR. TARNUZZER (21). Cet ouvrage est précédé de peu par la thèse d'un élève de GRUBENMANN: O. ZÜST (70), sur les roches éruptives des environs d'Ardez. La seconde partie du travail, consacrée aux termes basiques, contient, outre une brève description micrographique, deux analyses.

L'étude de GRUBENMANN reste le fondement de nos connaissances sur les ophiolites de la Basse Engadine. Nous y trouvons la description détaillée des principales familles (serpentines, gabbros et surtout diabases) avec un nombre relativement élevé d'analyses chimiques. Relevons cependant deux points qui laissent à désirer: presque tous les gabbros dont parle GRUBENMANN n'appartiennent pas, comme il le croit, à la série ophiolitique, mais sont en réalité des roches paléozoïques liées au cristallin ancien (c'est le cas par exemple pour les gabbros de la gorge de la Clemgia). Il en est de même pour les diorites et les dioritporphyrites. D'autre part les distinctions entre les différents termes aphanitiques manquent de rigueur et de précision.

La carte publiée par ces auteurs (C) est loin d'atteindre la valeur du texte, de grandes parties sont inexactes et il est souvent impossible de retrouver les affleurements qui y sont marqués. Cela provient de ce que des blocs isolés ont été représentés comme de la roche en place.

La collection d'échantillons et de coupes minces de GRUBENMANN est déposée à l'Institut de minéralogie de Zürich. Malheureusement la plupart des plaques minces sont soit dépourvues de toute indication d'origine précise, soit munies d'inscriptions sténographiques in-

déchiffrables. Pour cette raison nous n'avons pu utiliser qu'un nombre restreint de coupes.

Depuis GRUBENMANN, nous n'avons connaissance d'aucune recherche pétrographique sur les roches vertes de la Basse Engadine. Par contre la géologie de la fenêtre a fait l'objet de plusieurs publications de J. CADISCH (12, 13), qui apportent des précisions sur la tectonique et la stratigraphie. Cet auteur lève actuellement la carte géologique détaillée de la région. Il faudra attendre la publication de cette carte avant d'avoir la prétention de faire un travail pétrographique complet.

§ 2. Situation géologique. Description.

Les diabases de la Basse Engadine forment des masses beaucoup plus importantes que celles des régions étudiées jusqu'ici. Elles sont par contre moins fraîches, le métamorphisme s'est fait sentir plus fortement ici que dans les Préalpes ou dans la zone d'Arosa. Aussi la région est-elle particulièrement favorable à l'étude de l'influence du métamorphisme. Le grand nombre d'analyses que nous possédons grâce à GRUBENMANN nous permettra d'examiner de près les relations de la composition chimique et de la constitution minéralogique (cf. IIème partie).

J. CADISCH (13) attribue les ophiolites à trois unités tectoniques différentes. Au centre, sur l'axe de la fenêtre, on rencontre la grosse masse de schistes verts et de diabases du Piz Mondin. Ces roches sortent des schistes lustrés et, tectoniquement, occupent la position la plus profonde. Elles sont passablement métamorphiques.

Au-dessus de cette zone à schistes lustrés, vient sur le bord de la fenêtre une unité supérieure: la zone de Champatsch, mélange de sédiments, de cristallin ancien et d'ophiolites. Cette zone appartiendrait encore au Pennique et serait l'équivalent de la nappe de Platta, dans la Haute Engadine. Elle contient aussi des affleurements de diabases, entre autres ceux d'Ardez et de l'Alp Champatsch. Ces roches sont moins métamorphiques que celles du Piz Mondin.

Enfin vient la première unité austroalpine: la nappe de Tasna. Au-dessus de son cœur granitique, nous trouvons une série sédimentaire caractéristique, qui se termine par une sorte de Flysch contenant également des ophiolites, visibles seulement dans le Samnaun.

D'un coup d'oeil sur la carte on distingue trois grands groupes d'affleurements.

a) Les affleurements compris dans le triangle Ardez-Champatsch-Avrona.

b) Les affleurements du Piz Mondin.

c) Les affleurements du Samnaun.

Seul le premier groupe nous retiendra un peu longuement.

a) Les affleurements compris dans le triangle Ardez-Champatsch-Avrona. Ce groupe est peut-être le plus riche et le plus varié des trois. Toutes ces roches font partie de la zone de Champatsch et témoignent d'un métamorphisme modéré. Nous ne nous arrêterons qu'aux affleurements d'une certaine importance.

Nous n'avons pas su retrouver la diabase signalée par GRUBENMANN, à l'embouchure du val Prauost. Remarquons que la feuille Ardez, de l'Atlas géologique suisse au 1:25 000 ne la signale déjà plus.

La route de Schuls traverse un grand affleurement de diabase, environ 1 km. et demi au-dessous d'Ardez. Il est situé juste sous le granite de Tasna. A droite de la route, la diabase se rencontre dans une petite butte formée en partie de pillows très peu typiques.

Sur le côté gauche, nous trouvons l'affleurement principal. Tout d'abord notons une minuscule carrière de serpentine ordinaire. Puis viennent quelques têtes de bancs cachées dans les broussailles. Il s'agit d'une roche verte dont la structure intersertale est visible à l'œil nu. Sous le microscope nous trouvons une diabase augitochloritique à feldspath altéré. C'est seulement ensuite que commence l'affleurement proprement dit. Il débute par des schistes vert foncé, d'allure serpentineuse formant une sorte de couverture, par endroits liés à des schistes plus clairs, d'origine probablement sédimentaire. Leur épaisseur ne dépasse pas quelques dm. Ils sont suivis par une zone de nature chorismatique, formée par des schistes verts de texture tourmentée contenant des rognons souvent assez gros (plus de 5 cm.) de roche dure, jaune, à cassure cornée. Ensuite on trouve les bancs de diabase massive alternant avec des bandes de schistes verts. A environ 4—5 m. du bord de l'affleurement apparaissent de très beaux pillows elliptiques à bord variolitique. Le cœur et les varioles sont blanc verdâtre et la matrice franchement verte. Leurs dimensions varient de 2 dm. à plus d'1 m. Ces chiffres concernent le grand diamètre qui est deux à trois fois plus long que le petit. La largeur de la marge variolitique est également variable; dans les individus les plus petits, l'ensemble du coussin est variolitique, en ce sens que l'on voit un nuage de varioles très dense au centre, qui s'éclaircit graduellement vers les bords. L'examen microscopique révèle que ces pillows, sans perdre leurs traits essentiels

et tout en restant bien reconnaissables, ont cependant souffert du métamorphisme alpin.

L'affleurement se continue avec de nombreuses récurrences de schistes verts, de diabase massive et de pillows, sans qu'il soit possible de dégager la loi de ces alternances. Il se termine 150 à 200 m. plus bas par un banc de diabase massive et par des schistes chloriteux qui forment la limite avec les schistes phyllitiques de couverture.

La coupe que nous venons de décrire est oblique, car la diabase s'enfonce dans le petit vallon de Vallorgia, mais la végétation en rend alors l'étude malaisée.

Rive droite de l'Inn. Les conditions sont ici moins favorables. Perdus dans les grandes forêts qui couvrent le pied des Engadinerdolomite, se cachent des affleurements de diabase trahis par des blocs plus souvent que par des escarpements de roche en place. On trouve des diabases compactes, des variolites et parfois des fragments de pillows.

La diabase qui se trouve au pied Sud de la colline qui supporte le château de Tarasp est particulièrement intéressante. En effet contrairement à ce qui est la règle en Basse Engadine, cette roche ne présente pas trace de métamorphisme. Elle offre deux variétés: une variété verte albitochloritique et une variété rouge albitochloritique à hématite. Toutes deux sont parcourues d'innombrables veinules de carbonate. La variété rouge a malheureusement été cachée par un mur et ne se trouve plus qu'à l'état de blocs formant ce mur. GRUBENMANN a décrit cette roche sous le nom de diabase plagioclasiq ue augitique, il en donne également une analyse.

« Nordriff » de l'Alp Champatsch. C'est un escarpement situé dans le fond de l'alpe. Lorsqu'on le gravit, on rencontre, en gros, la succession suivante de roches. A la base un passage, apparemment graduel, de schistes à une diabase grenue claire. Puis vient une zone médiane présentant de beaux pillows. Au point de vue de la structure nous pouvons distinguer deux sortes de pillows: des coussins analogues à ceux que nous avons rencontrés sur la route d'Ardez, légèrement elliptiques et très nettement variolitiques. Ils sont soit rougeâtres (hématite), soit plus rarement jaunâtres (épidote), ces derniers spécimens se goupent en zones. Nous n'avons pas encore rencontré la seconde sorte de pillows (fig. 2). Il s'agit d'édifices elliptiques à centre vert et bord rouge vert pris dans une matrice d'un vert intense, ils ne sont généralement pas variolitiques, ou ne le sont que d'un côté. En plus leur taille

est très variable, elle peut descendre bien en dessous de la moyenne et ne pas dépasser quelques cm. Nous désignerons désormais ces coussins sous le nom de pillows de deuxième espèce. Poursuivant notre ascension, nous trouvons, vers le haut du rocher, des schistes verts et rouges, bigarrés, par endroits variolitiques. Un petit affleurement de serpentine couronne le « Riff ».

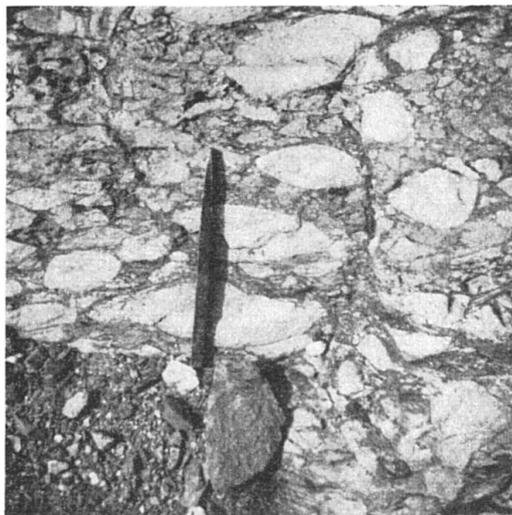


Fig. 2.

Pillows de seconde espèce, Nordriff de l'Alp Champatsch (Basse Engadine).

Remarquons que les variétés riches en hématite, présentent souvent une structure arborescente intacte jusque dans les plus fins détails. Le métamorphisme n'a évidemment pas agi d'une manière complètement uniforme.

« Südriff » de l'Alp Champatsch. Ce gros affleurement diabasique est situé quelque 700 m. au Sud du précédent, au-dessous du Piz Minschun. Son aspect permet déjà de le distinguer du Nordriff : il est beaucoup plus abrupt et forme une paroi foncée impossible à gravir. A première vue la roche semble assez monotone. Comme l'avait bien vu GRUBENMANN, il s'agit, dans l'ensemble, de diabases relativement riches en augite, à structure intersertale souvent grossière. Un examen attentif révèle cependant des particularités.

A la base de la paroi, on observe des sortes de langues formées de schistes noirs, qui s'insèrent entre les bancs de diabase massive. Au contact de la roche sédimentaire la diabase est fine et cornée. Il n'est pas encore possible de dire s'il s'agit d'intercalations de schistes entre deux intrusions diabasiques (l'affleurement serait alors

culbuté) ou d'enclaves, arrachées par le magma lors de sa mise en place et partiellement résorbées.

D'autre part GRUBENMANN ne signale pas de variolites dans le Südriff. Cette structure se rencontre cependant dans la partie médiane de la base de la paroi. On remarque de petits pillows dont la taille ne dépasse parfois pas un dm. Le bord variolitique est étroit, les varioles petites et d'un vert assez intense. Ces caractères font qu'elles se distinguent assez mal de la matrice et échappent facilement à l'observation. Le microscope confirme qu'il s'agit bien là de vrais pillows avec une structure de plus en plus fine vers l'extérieur, des varioles presque cryptocristallines et une pâte chloritique.

Il est intéressant de faire ressortir les différences qui existent entre les deux affleurements de l'Alp Champatsch, en rappelant qu'ils appartiennent à la même zone, sont relativement rapprochés et paraissent ainsi provenir d'un même réservoir magmatique.

Nordriff: Schistosité faible à moyenne, mais générale.

Abondance des pillows et des variolites.

Rareté des pyroxènes frais.

Fréquence des variétés riches en hématite.

Roche très pauvre en chaux (cf. analyse).

Schistes bigarrés variolitiques.

Südriff: Diabase massive, non schisteuse.

Pillows et variolites rares et peu visibles.

Abondance des pyroxènes.

Pas de variétés rouges riches en hématite.

Roche à teneur en chaux normale (cf. analyses).

Pas de schistes bigarrés.

b) **Diabases du Piz Mondin.** Il s'agit de puissantes masses de roches vertes intercalées dans les schistes lustrés du Piz Mondin. On peut en observer quelques affleurements au bord de la route, un peu avant la douane de Vinadi; la feuille Nauders de l'Atlas géologique d'Autriche les indique.

Dès le premier examen on constate que ces roches sont franchement plus métamorphiques que toutes celles rencontrées jusqu'ici; elles appartiennent déjà à la catégorie des «Grünschiefer», aussi les laisserons-nous de côté dans cette étude qui se restreint aux termes les moins métamorphiques des ophiolites.

c) **Samnaun.** Nous n'avons pas visité personnellement cette vallée, mais M. le Professeur J. CADISCH nous a obligeamment fait parvenir quelques échantillons d'ophiolites. Outre les serpentines

et les ophicalcites, nous trouvons dans cette collection des gabbros et des diabases vertes et rouges, assez semblables à celles que nous venons de voir. Remarquons encore que les gabbros du Samnaun (Bürkelkopf) sont les seuls gabbros de la Basse-Engadine, qui appartiennent certainement à la série ophiolitique.

§ 3. Conclusions

1. Les diabases de la Basse Engadine sont réparties entre trois niveaux tectoniquement distincts.

2. Le métamorphisme est plus ou moins prononcé suivant que les roches appartiennent à une zone inférieure (Piz Mondin) ou supérieure (Champatsch, Ardez).

3. A l'examen macroscopique déjà on se rend compte que la constitution de ces roches oscille entre deux termes extrêmes. Le microscope montre que l'un est une diabase augitique, correspondant aux compositions chimiques basiques et riches en chaux, l'autre une diabase albitochloritique parfois hématitique, correspondant aux compositions chimiques pauvres en chaux et un peu plus acides.

4. A côté des diabases communes, massives, on rencontre de nombreux pillow lavas, variolitiques dans la majorité des cas. Les affleurements de la route au-dessous d'Ardez et du Nordriff de l'Alp Champatsch présentent des structures particulièrement belles. Les pillows sont relativement plus rares dans les termes augitiques que dans les termes chloritiques.

5. La diabase du château de Tarasp mérite une mention pour sa fraîcheur et pour sa composition spéciale (richesse en carbonate). Peut-être n'appartient-elle pas strictement au même groupe d'ophiolites.

Deuxième partie

Description minéralogique

Au cours de ce travail nous nous sommes heurté à plusieurs difficultés d'ordre général; peut-être sera-t-il utile d'y consacrer quelques mots d'introduction.

CHAPITRE IV

REMARQUES GÉNÉRALES CONCERNANT PARTICULIÈREMENT LA QUESTION DES STRUCTURES

§ 1. Composition des minéraux

Le microscope polarisant a été, naturellement, l'instrument principal de l'étude minéralogique.

La platine universelle de Fédoroff nous a permis de vérifier dans quelques cas les résultats obtenus sur des sections orientées de plagioclase. Nous nous sommes efforcé de trouver des sections à macles perpendiculaires de façon à pouvoir trancher entre l'albite et l'andésine (cf. 66, p. 37).

Lorsque le microscope se trouvait en défaut, nous avons fait parfois appel à l'analyse radiologique (méthode des poudres) d'un minéral isolé ou de la roche entière. Dans une étude de ce genre, ce nouveau moyen d'investigation rend de précieux services.

L'étude chalcographique un peu poussée du matériel reste à faire.

§ 2. Remarques à propos des structures

La composition des minéraux n'a donné lieu qu'à de brèves remarques. Les problèmes auxquels se heurte la description des structures vont par contre nous retenir plus longtemps. Il s'agit principalement, comme on le verra, de questions de nomenclature.

Plusieurs des roches dont nous nous sommes occupé possèdent des structures rares, difficiles à décrire parce qu'elles sont très fines et pour lesquelles il n'existe guère de noms appropriés. Dans de telles conditions, on ne tarde pas à s'apercevoir que la nomenclature actuelle des structures présente des lacunes et des inconvénients.

Les qualificatifs usuels de la structure tels que: intersertale, pilotaxique, trachytique, etc. évoquent une idée complexe, qui, lorsqu'on l'analyse se réduit aux notions de forme, de taille, de quantités relatives, et surtout d'arrangement les uns par rapport aux autres des divers éléments microscopiques de la roche. Dans l'ensemble on tend très nettement vers des concepts géométriques et cette tendance doit être accentuée, car un terme structural est avant tout un moyen descriptif dont la première fonction est de permettre des comparaisons entre les travaux des différents auteurs. Les idées de composition, de genèse doivent, à ce stade, être évitées, le pétrographe décrivant l'image microscopique et ne faisant aucune hypothèse. Malheureusement tel n'est pas toujours le cas. Examinons quelques exemples:

Ophitique. A. JOHANSEN (28) résume l'histoire de ce terme. Il en ressort que son sens a continuellement varié. Selon certains, il est l'équivalent d'interstitiel ou d'intersertal et n'évoque alors qu'une idée géométrique, pour d'autre il ne peut être employé que pour des roches montrant des prismes feldspathiques cimentés par du pyroxène,

alors que d'autres encore font intervenir la grosseur absolue du grain. Ophitique est donc parfois un terme mixte faisant appel à la fois à des notions de structure et de constitution minéralogique.

Hyalopilitique. Comme son étymologie l'indique, ce terme s'applique à des roches volcaniques dont la pâte est partiellement vitreuse. La composition de la roche intervient donc et cette situation devient délicate, lorsque par exemple, dans certaines andésites des grès de Taveyannaz la pâte est entièrement chloritique. Si nous employons alors hyalopilitique dans son sens étroit nous faisons une hypothèse au sujet de la composition primaire de la pâte.

D'innombrables cas analogues pourraient être empruntés au domaine des schistes cristallins. Les pétrographes se sont déjà aperçus combien il était souvent difficile, sans de longues études préalables, de distinguer les structures primaires de celles dues au métamorphisme, d'où l'inconvénient de termes tels que porphyroblastiques qui obligent de faire une hypothèse sur la genèse de la structure.

Il semble que ces déficiences de la nomenclature ont deux origines. Tout d'abord une cause d'erreur systématique, due au fait qu'on peut entendre un terme structural de deux manières différentes. Ou bien on entend le schéma structural idéalisé qui peut s'exprimer en termes géométriques (p. ex.: individus prismatiques contigus cimentés par une pâte homogène); ou bien on entend la structure telle qu'elle se réalise dans des cas particuliers: chaque élément du schéma est alors occupé par un minéral déterminé et certains détails s'ajoutent (p. ex.: Prismes de feldspath avec pyroxène interstitiel et granules de sphène). Une bonne partie de l'imprécision qui règne dans la nomenclature des termes structuraux provient de ce que les auteurs ont fréquemment passé, souvent inconsciemment, de la première à la seconde façon de voir. Seule la première acception est susceptible d'une certaine généralisation et doit être retenue lorsqu'il s'agit de décrire les structures.

Une seconde cause de confusion tient à la façon dont ont été créés les termes structuraux. Les pétrographes ont en effet créé les termes nécessaires à la description des roches dont ils traitaient, au fur et à mesure de leurs découvertes. Les tentatives de synthèse n'ont souvent eu qu'un caractère partiel et n'ont pas retenu toute l'attention qu'elles méritaient. Les auteurs ne se sont ainsi pas toujours entendus sur les définitions et certaines structures rares n'ont pas reçu de nom, si bien qu'on est arrivé à une nomenclature incomplète et équivoque où une même structure est souvent désignée par des noms différents, où plusieurs structures

différentes peuvent être réunies sous un même vocable, où enfin l'on trouve des lacunes.

Il est clair qu'il ne faudrait pas exagérer en sens contraire, en adoptant des définitions trop rigides et trop géométriques. Il n'en reste pas moins que l'on doit tendre à éliminer de la nomenclature structurale les notions de composition et de genèse.

Une refonte complète et brusque de notre système de nomenclature s'impose-t-elle? Nous ne le croyons pas, car il n'est pas certain que, même si un tel travail était réalisable, il soit avantageux. Le savant est malgré tout tributaire du passé; les habitudes acquises dans le langage scientifique, même si elles sont entachées d'erreur, lui ôtent de sa liberté et une réforme de ce genre risquerait d'aller à fins contraires, car n'étant pas suivie, elle ajouterait encore à la confusion. Il faut plutôt s'efforcer, dans la mesure du possible, ou mieux dans la mesure de l'acceptable, de suivre certaines règles, qui peu à peu clarifieront la situation.

Nous avons tenté de nous en tenir aux règles suivantes:

1. Nous séparons dans la mesure du possible le schéma structural idéalisé de la structure telle qu'elle se réalise. La description du schéma comprend la forme des individus, leur taille et leur quantité relatives, leur disposition réciproque (distance et direction).

La description de la structure réalisée comprend la répartition des minéraux de la roche entre les divers éléments structuraux du schéma, la taille absolue des éléments, de nombreux détails, éventuellement l'ordre de cristallisation.

Lorsque nous introduisons un nouveau type, nous définissons d'abord le schéma, en nous servant au besoin d'un dessin stylisé, puis nous passons à la structure réalisée.

2. Plusieurs caractères structuraux peuvent coexister; p. ex.: structure arborescente amygdaloïde. Le premier nommé indique alors le trait dominant.

§ 3. Les quantités relatives de minéraux

La détermination des proportions des diverses espèces minérales constitue le dernier pas de la description minéralogique, c'en est aussi le plus délicat. Dans la plupart des cas les roches décrites possèdent, en effet, une structure trop fine pour permettre l'emploi de la platine d'intégration de Shand, dont nous nous sommes servis pour certaines roches grossièrement granulées.

Avec un peu d'exercice on peut toutefois évaluer approximativement les proportions lors de l'examen au microscope. Malgré la très grande marge d'erreur possible, une telle évaluation est cependant préférable à l'absence de toute donnée quantitative.

§ 4. Principe de la description

Le principe de classification le plus avantageux est celui fondé sur les différences de structure, ce caractère étant le plus variable. Nous partirons des types les plus grossiers pour aboutir aux termes fins et aux termes complexes.

A l'intérieur des types structuraux la constitution minéralogique permettra d'établir un certain nombre de coupures. On peut encore, si le besoin s'en fait sentir, distinguer des espèces en s'aidant des proportions des minéraux ou de tout autre détail. Enfin nous dirons à l'occasion quelques mots de l'équivalent épimétamorphique.

CHAPITRE V

LES ROCHES GRENUES

Ce sont des roches à gros grain (les cristaux atteignent fréquemment 5—6 cm. dans les variétés pegmatitiques). Nous ne les avons pas spécialement étudiées, toutefois il importe d'en dire quelques mots, car elles représentent les équivalents profonds des diabases.

Nous pouvons distinguer trois espèces :

1. Gabbro ordinaire (Les Gêts, Oberhalbstein, Bürkelkopf).
2. Gabbro alcalin (Oberhalbstein: Val digl Plaz).
3. «Gabbro» albitique (Oberhalbstein: Val Savriez).

Sans nous étendre sur ces roches, faisons quelques remarques à propos du «gabbro» albitique. Voici ce qu'en dit P. CORNELIUS (14) :

Il est marqué sur la carte (B) comme gabbro essexitique, près du point 2500 m. au Nord du Val Savriez. Ses constituants sont les suivants: albite pure, fraîche et maclée; ce minéral prédomine et peut former le 80—90 % de la coupe; augite; hornblende brune, verdâtre sur les bords; biotite très rare et ilménite. Il faut ajouter quelques minéraux secondaires tels que la chlorite et l'épidote. Structure grenue, la hornblende étant plus jeune que le feldspath. L'analyse donnée provient malheureusement, au dire de l'auteur, d'une partie anormalement mélanocrate.

Le terme gabbro, employé par CORNELIUS, n'est pas très heureux pour désigner une roche caractérisée par de l'albite, celui de diorite ou mieux de syénite mélanocrate à albite serait plus logique.

CHAPITRE VI

LES DIABASES INTERSERTALES

Nous caractérisons ainsi le schéma de structure intersertale (fig. 3): Deux éléments. Des individus prismatiques se touchant dans la majorité des cas, orientés au hasard; des interstices formés par cette trame et remplis par le deuxième élément, qui constitue ainsi des plages plus ou moins isométriques. Il existe naturellement des éléments accessoires (granules, paillettes, etc.).

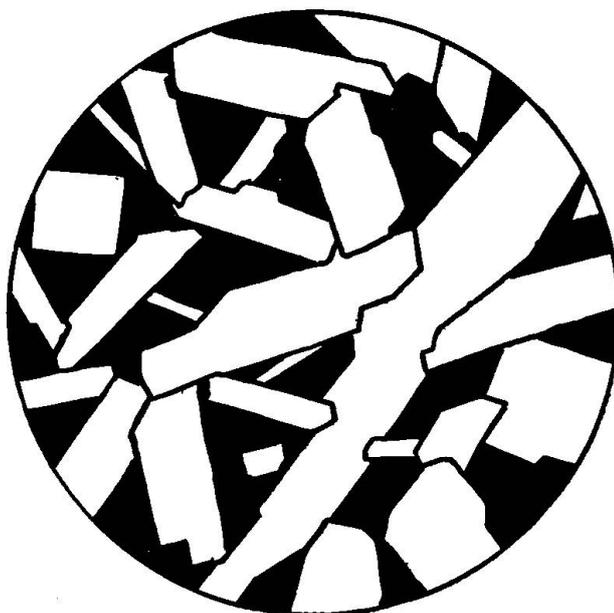


Fig. 3. Schéma de structure intersertale.

Rappelons que cette définition est indépendante de la nature des minéraux. Les prismes ne sont pas nécessairement feldspatiques, ni les interstices nécessairement remplis par de l'augite. De même la taille absolue des éléments ne joue aucun rôle, nous nous rangeons donc avec les auteurs (Zirkel, Rinne) pour lesquels intersertal s'applique aussi bien aux structures fines des laves qu'aux structures grossières des dolérites.

Le schéma intersertal tel que nous l'employons, groupe ainsi les termes d'interstitiel, d'ophitique, de diabasique, d'intersertal, etc. Nous avons préféré le dernier de ces termes, parce qu'il est étymologiquement plus suggestif et que, de plus, il est commun au français, à l'anglais et à l'allemand.

La composition minéralogique permet de distinguer trois espèces de diabases intersertales :

1. Les diabases intersertales albitochloritiques.
2. Les diabases intersertales albitochloritiques à hématite.
3. Les diabases intersertales albitochloritiques à augite et augitiques.

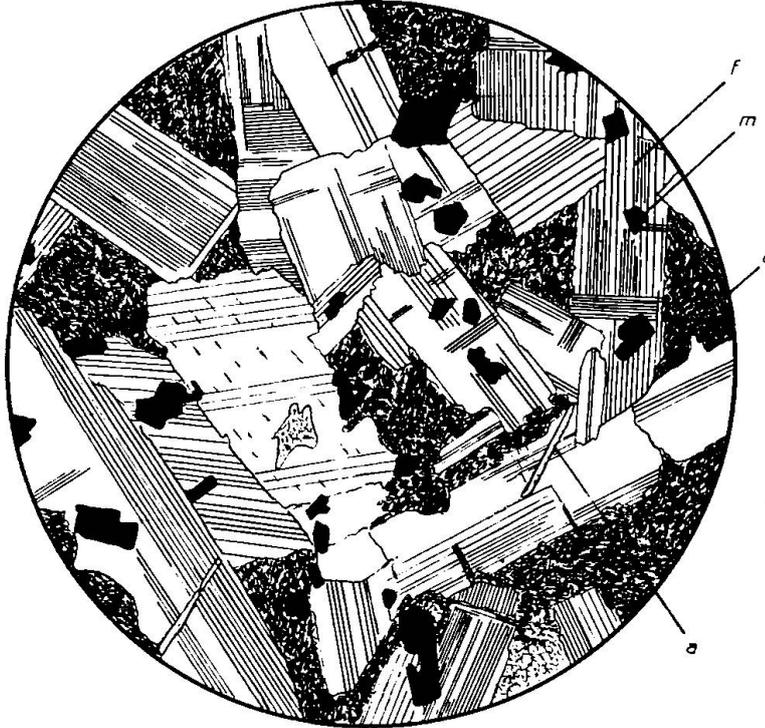


Fig. 4. Diabase intersertale albitochloritique du Pays d'Enhaut.
f = albite, c = chlorite, m = minéral opaque, a = apatite. Gross.: 18 X.

§ 1. Diabases intersertales albitochloritiques

Les plus beaux spécimens se rencontrent dans les sills diabasiques du Pays d'Enhaut et dans certains éléments de la brèche porphyritique du Jaunpass (fig. 4 et 5).

Le plagioclase forme la trame. Il est bien développé en prismes trapus, généralement idiomorphes. Il est presque toujours maclé selon albite, Karlsbad ou selon une macle de la zone [010]. La détermination de sa basicité est relativement facile, car l'ambiguïté entre l'albite et l'andésine se résout en faveur de l'albite presque pure, soit par la mesure du signe de l'extinction, dans les sections à macles perpendiculaires, soit par l'évaluation de l'indice de réfraction (n_p inférieur à l'indice du baume, n_g sensiblement égal).

L'altération du feldspath est extrêmement variable, souvent il existe de grandes variations entre deux individus de la même plaque mince. Parfois on observe de l'albite fraîche avec quelques inclu-

sions et veinules de chlorite, le plus souvent les sections sont criblées de paillettes de séricite, il n'est pas rare enfin de trouver dans le feldspath des plages de carbonate, remarquons que dans ce dernier cas, le carbonate est cependant plus abondant à l'extérieur du feldspath qu'à l'intérieur.

Dans ces conditions on peut admettre que, au moins dans la majorité des cas, l'albite n'est pas due à une transformation tardive d'un plagioclase plus basique. On n'observe pas de structure zonée, ni réelle, ni même fossile (66) comme dans certaines andésites des grès de Taveyannaz; tout au plus certaines sections sont-elles plus pauvres en paillettes de séricite sur les bords qu'au centre. En de rares occasions l'albite semble contenir de très fines flammèches, d'indice différent, peut-être s'agit-il d'Entmischung d'un feldspath potassique, qui, lors de la séricitisation aurait fourni le potassium.

La taille des plagioclases est assez régulière. Pour le grand axe, le maximum se situe aux alentours de 3—4 mm., exceptionnellement 7 mm., la moyenne aux alentours de 1,5—2,5 mm.

La chlorite remplit la plus grande partie des interstices, elle est typiquement allotriomorphe. Ses caractères optiques sont: couleur vert pâle avec peu ou pas de pléochroïsme; isotrope ou légèrement biréfringente avec forte dispersion dans les tons bleus. Elle forme soit des agrégats microgrenus, soit des agrégats plus ou moins lamellaires. Parfois cette chlorite pseudomorphose un ancien pyroxène, c'est notamment le cas lorsqu'elle forme de grandes inclusions dans une plage feldspathique. Le plus souvent elle semble ne rien pseudomorphoser du tout et pourrait ainsi être primaire.

La chlorite forme aussi de petites inclusions irrégulières dans le feldspath et le remplit de minuscules veinules qui découpent les individus en plusieurs plages.

Outre ce minéral, les interstices contiennent encore du quartz, de la calcite et un minéral opaque.

La calcite forme généralement de grandes plages à l'intérieur de la chlorite à laquelle elle paraît intimement associée.

Le quartz ne se rencontre pas dans toutes les coupes avec la même abondance. Ici il ne s'agit que de grains isolés, alors que là nous trouvons des groupes de grains arrondis, situés au centre des régions chloritiques. Il ne semble pas que ce quartz provienne de l'extérieur; il est plus probable qu'il s'est formé in situ, soit par cristallisation de solutions résiduelles comme dans les dolérites quartzifères (6), soit lors de la transformation des pyroxènes en chlorite.

Le minéral opaque se trouve plus fréquemment dans les interstices chloritiques que dans les prismes d'albite. Il forme soit des plages plus ou moins isométriques, ajourées et à contour dentelé, soit des bâtonnets. Le condensateur permet de se rendre compte qu'il est en bonne partie transformé en granules semi-opaques, mélange de sphène et de leucoxène. Primitivement il s'agissait donc d'ilménite.

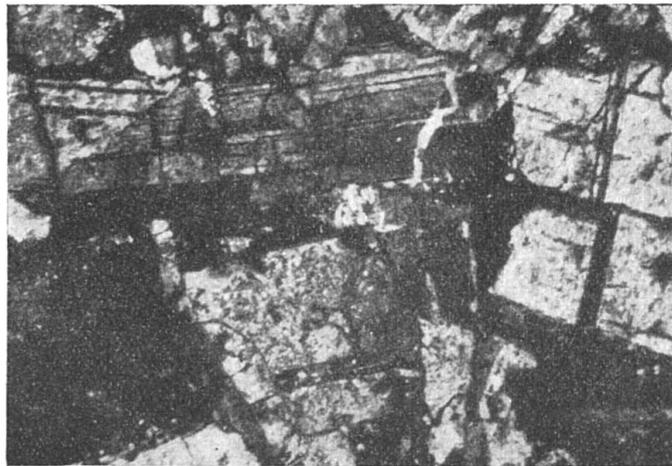


Fig. 5. Diabase intersertale albitochloritique des Préalpes romandes.
Nicoles croisées. Gross.: 43×.

Mentionnons encore quelques minéraux accidentels: plusieurs plaques minces (Jaunpass, Flühmaad) contiennent de fines et longues (près d'1 mm.) aiguilles d'apatite traversant les autres minéraux, surtout le feldspath, à l'emporte-pièce. Deux sortes de biotites se rencontrent, étroitement liées à la chlorite: une variété brune, très pâle, décolorée, à faible biréfringence; et une variété d'un vert intense fortement pléochroïque en minuscules lamelles. Dans un échantillon très frais, nous observons au bord des plagioclases ou dans les petits interstices un minéral palmé; il nous a été impossible de le déterminer avec certitude, peut-être s'agit-il d'albite fibreuse, farcie d'inclusions cryptocristallines de chlorite. Ces zones rappellent vaguement les ceintures kéliphytiques.

L'analyse planimétrique d'un type commun a donné comme résultats:

Albite	60 %
Chlorite, calcite, quartz	38 %
Minéral opaque	2 %

La quantité réelle de feldspath est probablement plus petite, car nous n'avons pu tenir compte ni des inclusions chloritiques, ni des paillettes de séricite.

Les données que nous avons recueillies ne permettent pas d'établir une paragenèse complète et certaine. Voici ce qu'on peut avancer: l'apatite et l'ilménite représentent le premier stade de la cristallisation, le pyroxène (chloritisé) semble avoir cristallisé généralement après l'albite, mais dans certains cas la relation est inverse (inclusions de pyroxène dans le feldspath), la chlorite, la calcite et le quartz représentent un troisième stade. La séricitisation semble beaucoup plus tardive.

Une variété de la diabase de Tarasp est albitochloritique, mais sa structure spéciale et sa parenté avec la variété hématitique nous engagent à la décrire au paragraphe suivant.

§ 2. Diabases albitochloritiques à hématite

a) Une première variété se trouve sur l'arête Nord du Hörnli (Arosa). Cette belle roche rouge foncé, dure et cristalline ne semble pas former de pillows.

Le microscope révèle une structure intersertale très nette, avec la composition minéralogique suivante.

Le plagioclase se présente en prismes trapus et forme la trame. Il est souvent maclé selon albite ou Karlsbad, plus rarement selon une macle perpendiculaire: péricline ou acine. Deux sections Snp permettent cependant de reconnaître l'albite sensiblement pure. Ces données s'accordent avec l'indice de réfraction et avec le signe optique très nettement positif.

Cette albite est beaucoup plus fraîche que celle des diabases du Pays d'Enhaut. Elle contient certes des inclusions de minéral opaque, souvent en très fines paillettes rougeâtres, de petites mouchetures de chlorite et même de minuscules plages de calcite (ce dernier cas est plus rare), mais entre ces inclusions l'albite est absolument fraîche et rien ne fait penser à une origine secondaire d'autant plus que le carbonate est bien plus abondant entre les feldspaths qu'à l'intérieur. La taille des individus est très variable, les plus gros atteignent 4—5 mm. alors que la moyenne se situe autour de 1 mm. ou même moins. Une tendance à la structure porphyrique se trahit par le développement de grandes albites formant un réseau dont les mailles sont remplies de cristaux plus petits; la variation de taille est cependant graduelle. La proportion du feldspath est élevée.

Les interstices sont remplis de chlorite, de minéral opaque et de calcite.

La chlorite est une variété extrêmement pâle, à peine verdâtre, sans pléochroïsme. Elle est strictement uniaxiale et ne présente donc pas de dispersion.

Le minéral opaque, rougeâtre sur les bords des plages et en minces paillettes, est de l'hématite; cette détermination est confirmée par l'analyse radiologique. Il est possible que cette hématite soit un peu titanifère. Elle prend différentes formes: en plages irrégulières entre les feldspath, elle est alors liée à la chlorite; à l'intérieur des feldspaths, en bâtonnets jalonnant des plans cristallographiques, ou en veinules qui découpent un même individu en plusieurs plages d'orientation optique analogue; en fines écailles dans la chlorite et dans le feldspath.

Le carbonate, relativement abondant, est lié aux plages chloritiques dont il occupe généralement l'intérieur.

Il convient de noter d'assez nombreux granules beiges, semi-opaques, à forte biréfringence et à relief accentué. Il est presque certain qu'il s'agit de sphène en agrégats ultra-fins. La taille de ces granules atteint parfois 0,1 mm.

Voici les résultats d'une analyse à la platine d'intégration:

albite	60 %
chlorite et carbonate	17 %
hématite et sphène	23 %

Les nombreuses inclusions que contient le feldspath engagent à interpréter ces résultats avec prudence.

L'examen microscopique rend probable la succession suivante: la chlorite est dans l'ensemble postérieure à l'albite, quant à l'hématite, il semble qu'elle a commencé à cristalliser peu avant l'albite, et que sa cristallisation a continué pendant celle de l'albite et même après (veinules remplies d'hématite). La calcite est postérieure à la chlorite.

b) Variétés de Tarasp. Il nous faut, avant de décrire ces roches qui affleurent au pied de la colline du château de Tarasp (Basse Engadine), définir un sous-type de structure intersertale: la structure intersertale divergente (fig. 6). Ce terme s'applique à un schéma dans lequel les individus de la trame sont plus allongés que dans le type commun et divergent en partie, à partir de centres irrégulièrement répartis. En outre les variations de taille sont beaucoup plus accentuées, sans que l'on puisse parler de structure porphyrique.

Ce terme structural a déjà été employé dans le même sens par quelques auteurs tandis que d'autres lui ont préféré celui de diabasique rayonnant.

Les coupes que nous allons décrire font partie de la collection GRUBENMANN.

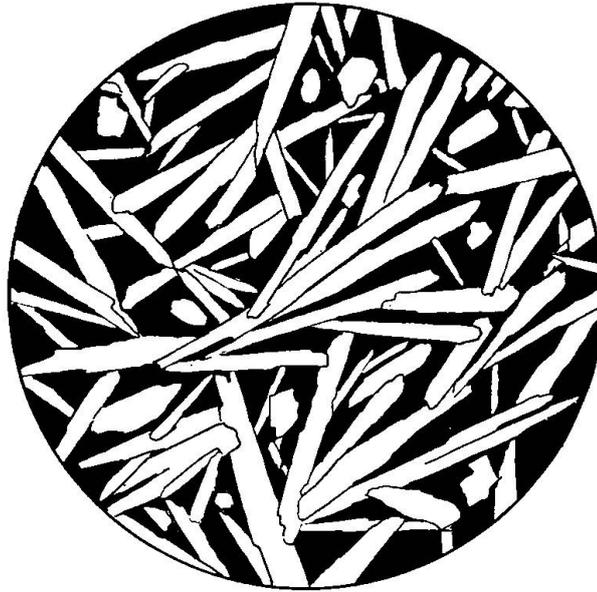


Fig. 6. Schéma de structure intersertale divergente.

Dans la variété la plus représentative, le plagioclase forme la trame intersertale divergente. Il se présente sous forme de prismes très allongés, de taille extrêmement variable puisque les plus longs individus atteignent 1 mm.—1,5 mm. alors que dans certaines parties ils sont dix fois plus courts. Dans son ensemble l'individu est idiomorphe, mais on observe des déchiquetures caractéristiques et les extrémités ne sont souvent pas limitées par des faces cristallographiques. Ce dernier caractère est accentué dans les petits cristaux.

Ces plagioclases sont très fréquemment maclés selon albite ou Karlsbad; acline ou péricline ne sont pas rares; les clivages sont bons. Ces conditions favorables permettent de constater les caractères optiques suivants: angle d'extinction sur S_{np} : -16° avec la trace de (010); sur S_{ng} : $+19,5^{\circ}$ avec la trace de (001); signe optique nettement positif. N_p distinctement inférieur au baume, N_m inférieur ou égal; N_g égal. On peut donc déterminer sans ambiguïté de l'albite à 0—3 % d'anorthite et non de l'oligoclase ou oligoclase andésine (comme le croyait GRUBENMANN). L'analyse exclut du reste totalement cette dernière possibilité.

Ces feldspaths semblent être rigoureusement frais. Ils sont cependant pleins de minuscules inclusions de chlorite et contiennent parfois quelques petits rhomboédres de carbonate. Certains individus ne s'éteignent pas d'une façon uniforme et possèdent un aspect vaguement perthitique.

La plus grande partie de la chlorite se trouve en petites plages dans les interstices qui séparent les albites. Elle est soit vert très pâle et strictement isotrope, soit légèrement biréfringente, lamellaire avec élongation négative.

Le minerai est franchement opaque; il se trouve soit entre les feldspaths, soit à l'intérieur en petits grains allongés jalonnant des plans cristallographiques ou en minuscules filonnets. On peut aussi rapprocher quelques granules semi-opaques du sphène de la roche précédente.

L'intérêt tout particulier de cette diabase est constitué par les innombrables veinules qui la parcourent. Le schéma idéal d'une de ces veinules est le suivant: aux bords, de l'albite en plages merveilleusement pures avec parfois quelques lamelles de chlorite légèrement plus biréfringente que la chlorite interstitielle. Puis vient une zone formée de grains de quartz, le centre enfin est constitué par de grandes plages de carbonate, allongées transversalement et maclées polysynthétiquement; à ces plages s'associent quelques grains de quartz isolés. Certaines veinules sont uniquement albitiques, et des nids remplis d'albite ne se distinguent du gros de la roche que par l'absence d'inclusions chloritiques.

Comme on le voit, cette roche ressemble passablement à la diabase du Hörnli, précédemment décrite.

Lorsque l'association entre les divers minéraux est si intime, particulièrement dans les parties fines, une analyse à la platine de Shand devient impossible. Il semble cependant que l'albite forme environ le 70 % de la roche, chlorite et minéral opaque se partageant le reste.

Il est probable que les minéraux ont cristallisé dans l'ordre suivant: le minéral opaque est contemporain et légèrement postérieur à l'albite, la chlorite a cristallisé ensuite et en dernier lieu le carbonate. Dans les veinules la succession est albite, quartz, carbonate.

On sait qu'il existe une autre variété verdâtre de la diabase de Tarasp. Elle ressemble beaucoup, sous le microscope à la précédente. Notons cependant les différences ci-après:

1. Le minéral opaque est nettement moins abondant et semble remplacé par des fines aiguilles rouges, peut-être du rutile.

2. La structure tend vers une structure porphyrique tout en conservant le schéma intersertal divergent.

3. L'albite, principalement les gros cristaux, est complètement farcie d'inclusions de chlorite. Les bords des individus sont hérissés de minces écailles chloritiques.

§ 3. Diabases intersertales augitiques

Nous décrirons deux variétés de ces roches; l'une, provenant du Hörnli (Arosa), est très fraîche; l'autre, provenant de la Basse Engadine, est un peu métamorphique.

a) Diabase intersertale albitochloritique à augite du Hörnli.

Le plagioclase constitue la trame, il est fréquemment maclé selon albite ou Karlsbad, plus rarement selon une macle de la zone [010].

L'indice de réfraction, le signe positif de l'angle des axes, l'angle d'extinction sur les sections perpendiculaires à Np et une détermination sur la platine universelle permettent de l'attribuer à l'albite avec une marge de 0—5 % d'anorthite.

Ici encore on ne peut échapper à l'impression que le feldspath est très frais malgré les nombreuses inclusions de chlorite et de minéral opaque, malgré même les rares petites plages de carbonate qu'il contient. Il n'existe aucune ressemblance entre ces inclusions et la saussuritisation des plagioclases basiques telle qu'on la rencontre dans certains gabbros alpins.

Cette albite renferme un pigment brun d'une densité variable et généralement localisé près du bord des plages. Le dit pigment n'apparaît guère qu'à proximité des grains de minéral opaque et décroît lorsqu'on s'en éloigne.

Le minéral second en importance est la chlorite; elle remplit une partie des interstices et affecte des formes un peu différentes: isotropie totale, agrégats microgrenus extrêmement fins, dispersifs dans les tons bleus, lamelles plus grandes, légèrement biréfringentes et dispersives.

Les interstices sont aussi occupés par le pyroxène, dont les caractères optiques sont: légèrement brunâtre, angle $c/ng = 43^\circ$. C'est une augite commune. Les plages sont en grandes parties chloritisées, le processus a commencé par les bords, puis s'est propagé à l'intérieur le long des plans de clivages et autres fissures. Il n'est pas certain que toute la chlorite provienne du pyroxène; on remarque en effet que, associée à l'augite, elle paraît dispersive dans le

brun, alors qu'en plages isolées elle présente des teintes bleues. Le pyroxène est souvent en croissance parallèle avec le feldspath.

Le minéral opaque est assez abondant, il forme généralement de longs prismes. Dans ce cas, nous les voyons pénétrer à l'intérieur du feldspath, où ils s'orientent fréquemment parallèlement à (010). Les prismes peuvent se résoudre en chapelets de petits grains. On observe aussi, mais rarement, dans l'albite, des veinules remplies de minerai. La nature exacte de ce minéral n'a pas encore pu être déterminée et on peut hésiter entre l'ilménite et une variété d'hématite.

Nous trouvons, assez étroitement liées aux individus de minéral opaque, des plages semi-opaques, à contours arrondis, sans doute constituées par des agrégats de sphène et de leucoxène.

Le carbonate est rare, on en rencontre çà et là quelques plages.

On peut assimiler à l'épidote de rares grains verts, pléochroïques et biréfringents. Un fort grossissement permet d'observer de minuscules aiguilles incolores, à relief plus fort que celui de l'albite, qui rayonnent généralement à partir des interstices. L'épaisseur de ces aiguilles doit être plus faible que celle de la plaque mince, ce qui explique que malgré une légère biréfringence, on n'arrive pas à mesurer l'angle d'extinction ni à déterminer l'élongation. Peut-être s'agit-il d'une amphibole de la famille des actinotes, analogue à celle que nous décrivons dans la variété d'Ardez.

L'analyse planimétrique a donné les résultats suivants:

albite	64,5 %
chlorite	21,5 %
pyroxène	5,5 %
minéral opaque, sphène	8,5 %

Relevons que la croissance parallèle de l'augite et du plagioclase, ainsi que les inclusions nombreuses ôtent de la précision à ces déterminations quantitatives.

En se fondant sur les rapports mutuels des minéraux on arrive à la conclusion que le sphène a cristallisé le premier, qu'il a été suivi du minéral opaque, puis de l'albite, sans que la cristallisation du minerai cessât, puisque nous le voyons remplir de petites veinules dans le feldspath. Le pyroxène a cristallisé en partie avec, en partie après l'albite, la chlorite et le carbonate sont nettement postérieurs.

b) Diabase intersertale augitique d'Ardez.

Comme seconde variété de diabase à augite, nous décrivons une roche, dont on trouve une plaque mince dans la collection de O. Züst.

La seule indication marquée sur l'étiquette est: diabase. Etant donné que cet auteur a spécialement étudié les environs d'Ardez, il est probable qu'elle provient de cette région. Cette probabilité devient presque une certitude, quand on compare cette préparation avec une coupe faite dans un échantillon que nous avons récolté dans l'affleurement de la route en dessous d'Ardez, plus exactement dans les têtes de bancs situées entre la carrière de serpentine et l'affleurement principal. Si nous préférons décrire la coupe de Züst, c'est que la roche y paraît plus fraîche.

La structure est nettement intersertale.

Le feldspath forme la trame. Il apparaît en prismes trapus. Une séricitisation extrêmement intense empêche de le déterminer exactement; quelques lamelles de macles polysynthétiques d'albite permettent de l'attribuer au groupe des plagioclases, tandis que l'indice de réfraction des parties intactes, sensiblement égal à celui du baume suggère une albite ou une albite-oligoclase. La séricite forme d'innombrables paillettes, parfois réunies en plages homogènes plus grandes. On trouve en outre de nombreuses inclusions de chlorite.

Le pyroxène, très nettement interstitiel, est beaucoup plus abondant que dans la variété du Hörnli. C'est une augite, peut-être un peu titanifère, qui se présente en beaux cristaux allotriomorphes, parfois idiomorphes ou en croissance parallèle avec le feldspath. Les macles ne sont pas rares. Ses constantes optiques sont: couleur légèrement violacée; $N_g/c = 45^\circ$; $2V$ petit, positif; biréfringence autour de 0,018.

Nous voyons cette augite passer, sur les bords ou par taches irrégulièrement réparties, à de l'ægirine-augite possédent les caractères suivants: couleur vert clair avec faible pléochroïsme, N_g vert-jaune très pâle, N_p vert clair; biréfringence un peu plus élevée et angle des axes nettement plus grand que dans l'augite, $N_g/c = 66^\circ$. Ce pyroxène passe graduellement à l'augite. Rarement, on trouve ce minéral en plages isolées, les contours sont alors moins nets, l'habitus aciculaire et l'ouralitisisation marquée.

La chlorite se rencontre en assez grandes plages informes, un peu arrondies. Elle est verte, très pâle et isotrope.

De petits prismes à contours très nets, semblent s'être développés à partir de la chlorite ou de l'ægirine-augite. Leurs constantes optiques sont: couleur vert très pâle sans pléochroïsme; allongement positif; biréfringence modérée; angle d'extinction maximum de 15° . C'est donc une variété d'actinote.

L'attention est attirée par des grains relativement gros, idiomorphes, de forme carrée ou rectangulaire. Ces sections sont semi-opaques, brunâtres et représentent très probablement, comme nous l'avons déjà supposé pour d'autres diabases, des agrégats de sphène et de leucoxène pseudomorphosant d'anciens cristaux d'ilménite. Le minéral opaque proprement dit ne se rencontre qu'en tout petits grains idiomorphes.

Relevons encore, comme particulièrement dignes d'intérêt, des aiguilles de hornblende, fort rares, généralement associées à l'ægirine-augite. Leur allongement positif (?), extinction droite, pléochroïsme intense: Ng vert foncé presque noir, Np vert plus clair, dispersion probable dans le rouge ne permettent pas de les identifier avec une des variétés décrites par A. N. WINCHELL. On penserait à une hornblende alcaline, si l'allongement n'était pas positif. Rappelons toutefois que nous ne possédons que quelques individus dont la forte absorption autant que la petite taille rendent la détermination très incertaine.

Il convient de mentionner encore des grains d'épidote nettement secondaire. La calcite est franchement rare.

L'étude à la platine de SHAND permet de fixer les proportions suivantes:

plagioclase avec séricite	61,5 %
pyroxène	15,0 %
chlorite	21,0 %
minéral opaque, sphène, leucoxène	2,5 %

Les quelques données recueillies permettent d'établir ainsi l'évolution probable. L'ilménite a cristallisé en premier lieu, puis sont venus le plagioclase et l'augite, la cristallisation de cette dernière s'est continuée par celle de l'ægirine-augite. La chlorite et à un plus grand degré la séricite, l'actinote et l'épidote sont postérieures. Elles sont, en partie au moins, d'origine métamorphique.

Concluons par une note négative. Cette diabase affleure très près du granite de Tasna, dans une situation qui n'est pas nette à cause de la végétation. Il reste possible, bien que très peu probable, qu'il ne s'agisse pas d'une roche de la série ophiolitique, mais d'un produit de différenciation bordière du magma granitique. Cette possibilité a été envisagée par O. ZÜST (70) à propos d'une type qu'il nomme protérobasse et qui provient du même endroit; il arrive à une conclusion négative sans que ses raisons soient bien nettes. Rappelons que cette protérobasse est essentiellement formée de plagioclase et de hornblende en association intersertale.

De nombreuses diabases augitiques de la Basse Engadine offrent une image proche de celle que nous venons de décrire, toutefois elles sont en général plus métamorphiques aussi les laissons-nous de côté dans ce travail réservé aux types les moins altérés.

§ 4. Diabases porphyriques

Nous verrons que les diabases à petits phénocristaux d'olivine systématiquement pseudomorphosée en chlorite sont communes. Les autres types porphyriques sont par contre assez rares. Laissant de côté une variété mentionnée par GRÜNAU dans sa note sur l'ophiolite d'Hauen et quelques spécimens subporphyriques à porphyriques du Hörnli, nous ne retiendrons qu'une « spilite » de la collection GRUBENMANN, récoltée à Aschéra sur rive droite de l'Inn. Elle ne possède pas de structure intersertale, mais nous l'examinerons dans ce chapitre, afin de ne pas être dans l'obligation de créer une section spéciale pour une si brève description.

Cette roche est fortement porphyrique. Les phénocristaux sont constitués tout d'abord par le feldspath. Il se reconnaît à ses contours seulement, car il a été victime d'une altération totale, principalement en séricite à laquelle s'associent des plages peu abondantes de chlorite, de zoïsite-épidote et de carbonate. En lumière naturelle, il est presque impossible de les distinguer de la pâte.

Le reste des phénocristaux appartient à de grandes sections d'amphiboles facilement reconnaissables (plages en losanges, associations, etc.). L'altération est aussi avancée que dans le cas du feldspath. Le bord des sections est souligné par une marge plus ou moins étroite de granules semi-opaques brunâtres. L'intérieur est rempli d'un agrégat très fin de chlorite presque isotrope, d'albite très pure, parfois maclée, peut-être de quartz. Suivant les cas il s'ajoute de l'épidote ou un carbonate en plages arrondies ou rhombiques. Il y a toujours des granules semi-opaques.

Irrégulièrement répartis se trouvent des grains assez gros dont la constitution varie entre deux termes extrêmes: un terme opaque; un terme leucoxénisé présentant un centre transparent et des bords semi-opaques.

La pâte a perdu sa structure primitive, peut-être était-elle felsitique ou finement microlitique. Maintenant elle est réduite à un agrégat complexe où l'on distingue de la séricite en paillettes plus ou moins parallèles, de la chlorite, un feldspath, des granules semi-opaques. Par endroits se détachent des associations plus grossières

de chlorite isotrope et de quartz, d'albite et de carbonate, de grains d'épidote. L'ensemble possède un aspect assez diffus.

Enfin notons que quelques veinules parcourent la roche, elles sont courtes, irrégulières, de nature presque amygdaloïdes. Leur remplissage est essentiellement albitique et carbonaté.

Malgré son altération cette roche a une importance particulière. Les deux stades de cristallisation franchement séparés: phénocristaux et pâte rappellent un caractère des andésites. Mentionnons que certaines andésites des grès de Taveyannaz (p. ex. à la Berte dans le Val d'Illiez) offrent un aspect analogue (66).

CHAPITRE VII

LES DIABASES ARBORESCENTES ET VARIOLITIQUES; LES PILLOW LAVAS

Ce chapitre constitue sans doute le «morceau de résistance» de cette seconde partie. La variété des types n'a d'égale que la fantaisie des structures. Etant donné que tous ces types sont plus ou moins étroitement associés au phénomène des pillow lavas, cela nous a permis de les traiter sous une même rubrique.

Fidèle à notre principe de subdivision selon la nature minéralogique (et chimique) de la roche, nous distinguerons:

1. Les espèces albitochloritiques.
2. Les espèces augitiques.
3. Les termes épimétamorphiques de la Basse Engadine.

§ 1. Les pillow lavas albitochloritiques

La description la plus suggestive sera celle qui montrera ce qui se passe, dans une série de plaques minces faites à travers un pillow, du centre vers l'extérieur. A part quelques variantes dont nous reparlerons, ces pillows offrent une image très semblable, aussi pouvons nous décrire un terme particulier, en l'espèce un pillow du Hörnli (Arosa).

Nous avons déjà donné dans la première partie quelques caractères macroscopiques de ce coussin.

a) Nous commençons par un échantillon central, situé à 30—35 cm. des bords. C'est une diabase albitochloritique à structure intersertale divergente. Ce terme est assez proche de la diabase albitochloritique de Tarasp, mais il est plus fin (fig. 7 et 8).

Le plagioclase forme la trame. Il se présente en cristaux très allongés, souvent effilés ou bifurqués aux deux extrémités qui sont ainsi dépourvues de faces cristallographiques. Ces prismes diver-

gent nettement produisant un entre-croisement extraordinairement compliqué. La taille des plus grands individus tend vers les limites suivantes: 1 mm. de longueur sur 0,1—0,05 mm. de largeur. Il y a de très fortes variations.

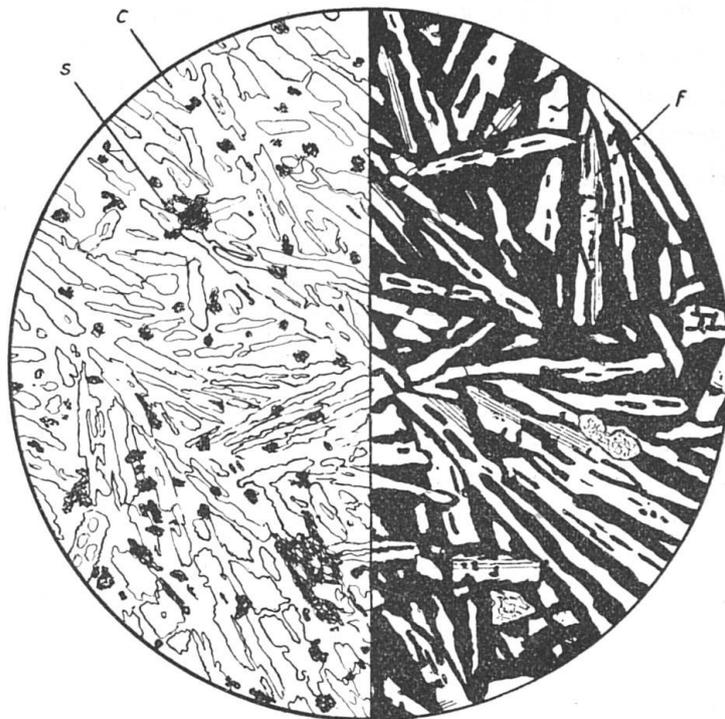


Fig. 7. Cœur intersertal divergent de pillow.
f = albite, c = chlorite, s = granules semi-opaques. Lumière naturelle et
nicols croisés. Gross.: 60×.

Les macles d'albite et de Karlsbad sont presque toujours présentes, alors que péricline ou acline sont plus rares. Le faible diamètre des plages, et le grand nombre d'inclusions entravent la détermination. Cependant en s'aidant d'un objectif assez puissant, on ne tarde pas à découvrir de petites sections perpendiculaires à Pg_1 et Snp avec suffisamment de repères pour obtenir le signe de l'extinction. C'est ainsi que sur deux sections perpendiculaires à Np nous avons trouvé -15° , ce qui correspond à l'albite à 3% d'anorthite. Ce résultat est confirmé par l'emploi des méthodes de Fédoroff et par le signe optique, qui est positif. Il n'existe d'autre part aucune structure zonée. L'indice de réfraction est, en raison du nombre énorme d'inclusions, impossible à déterminer; sur des parties qui en sont un peu moins criblées il semble que l'on ait Nm égal au baume, Np légèrement inférieur.

La particularité la plus frappante de ce plagioclase réside précisément dans ces innombrables inclusions de chlorite, de minéral opaque et de sphène. Les individus sont souvent sectionnés en plusieurs plages par des sortes de veinules chloritiques et acquièrent ainsi un aspect hiéroglyphique. La structure intersertale tend vers une structure d'interpénétration. Ici ou là on peut distinguer une minuscule plage de carbonate. Il n'est pas douteux que l'albite ne soit fraîche, car il s'agit d'inclusions et non d'altération.

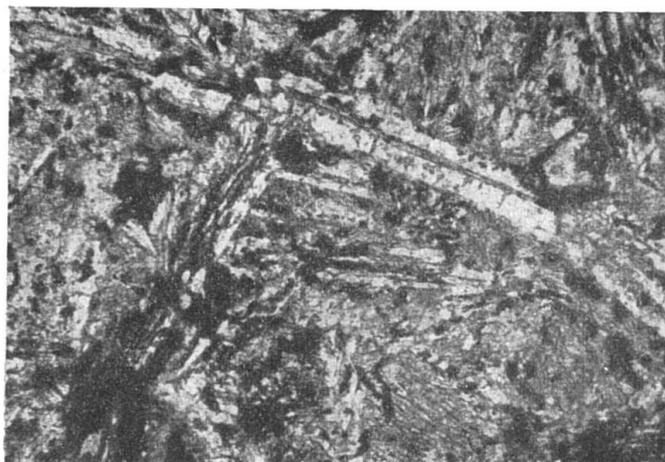


Fig. 8. Cœur de pillow intersertal à intersertal divergent, Hörnli (Arosa).
Lumière naturelle. Gross.: 50 ×.

Les interstices sont en majeure partie remplis de chlorite de la même espèce que celle qui forme les inclusions. C'est un minéral vert pâle, strictement isotrope. En général elle ne paraît pas pseudomorphoser de minéral primaire, parfois cependant on est assez heureux pour découvrir une section bipyramidée, rappelant la forme de l'olivine, et dont les contours sont soulignés par du minéral opaque.

On hésite à reléguer dans les minéraux accessoires les nuées de granules beiges, semi-opaques, qui parsèment tout le champ du microscope. Ils font penser à un essaim d'insectes. Certains, et ce sont les plus nombreux, sont franchement semi-opaques avec un très haut relief et appartiennent au sphène. D'autres par contre sont plus transparents, leur indice de réfraction est plus faible, ils prennent une teinte verdâtre et dans les cas extrêmes, on pourrait les attribuer à l'épidote, ce qui correspondrait bien à la norme déduite de l'analyse. Ce que l'on comprend difficilement, c'est l'existence d'une série apparemment continue entre deux minéraux si différents, nous devons

toutefois nous souvenir que ces grains sont minuscules et probablement polycristallins, ce qui entrave leur détermination.

A côté de ces granules, nous trouvons un minéral franchement opaque avec reflets rougeâtres dans les parties les plus minces, très probablement de l'hématite. Ce minéral est soit interstitiel, soit en inclusions dans le feldspath, le plus souvent en baguettes jalonnant des plans cristallographiques, de préférence (010). Par place il semble s'altérer en produits leucoxéniques de nature analogue aux granules semi-opaques. La répartition de ce minéral est très irrégulière; dans la même plaque mince, il y a des parties informes, des schlieren où il est très abondant, alors qu'en d'autres endroits il fait presque défaut.

Le carbonate, assez abondant, est aussi interstitiel et ce qui a été dit de la répartition du minéral opaque s'applique encore mieux à lui. Dans les régions où il est en grande quantité, il paraît remplacer la chlorite. On peut dire qu'en un certain sens chlorite, minéral opaque et carbonate se remplacent mutuellement avec une nette prédominance du premier minéral. Dans ces conditions et si l'on prend garde qu'il se trouve entre les feldspaths, il est fort probable que le carbonate est contemporain de la solidification du magma.

L'intrication extrême des divers éléments, principalement du feldspath et de la chlorite, rend une détermination quantitative quasi impossible. Dans un exemplaire moyen, on peut, grosso modo, évaluer la quantité d'albite à 60 %, celle de chlorite à 30 %, le reste se partageant entre le minéral opaque et le sphène.

Il est délicat de reconstituer l'ordre de cristallisation des différents minéraux, car le refroidissement a certainement été très brusque. Ce que l'on peut avancer se réduit à ceci. L'olivine représente une phase bien séparée de toute première consolidation; l'albite, l'hématite puis la chlorite sont presque contemporaines, la chlorite étant légèrement postérieure, et l'hématite s'étant formée pendant et après l'albite. Le carbonate semble clore la cristallisation. La question très épineuse de l'époque de la chloritisation de l'olivine et de la leucoxénisation n'a pu être élucidée.

En nous rapprochant du bord, nous voyons que les cristaux d'albite deviennent de plus en plus minces. Une coupe faite à environ 18 cm. du bord permet de faire les constatations suivantes (fig. 9).

La constitution est identique à celle du cœur, les phénocristaux d'olivine pseudomorphosée ressortent mieux parce que le grain est

plus fin. La structure est encore intersertale divergente, bien que le terme intersertal perde peu à peu son sens. La taille du grain est extraordinairement variable, non seulement nous trouvons entre les plus grands plagioclases des individus beaucoup plus petits, mais, et ceci est caractéristique, des parties à grain fin coexistent à côté de parties à grain grossier.

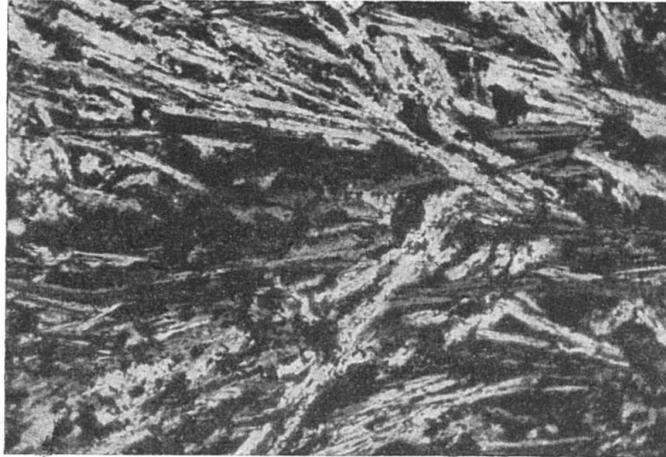


Fig. 9.

Même pillow, partie un peu plus extérieure, structure intersertale divergente. Nicols croisés. Gross.: 50×.

Les plus longs prismes de feldspath atteignent 0,8 à 1 mm., exceptionnellement 1,2 mm. de longueur alors que leur petit diamètre oscille autour de 0,05 mm. Leurs contours sont de plus en plus dentelés et les inclusions diverses de plus en plus abondantes. On observe ce que les auteurs anglais nomment «skeleton crystals» (6): des squelettes de cristaux; la matière feldspathique forme une sorte de grecque découpée par des inclusions allongées qui suivent généralement des directions cristallographiques. Le centre est souvent occupé par une inclusion rectangulaire.

b) La modification graduelle de la structure a pour effet de produire, à quelque 13 cm. du bord du pillow, une variété si particulière qu'il faut un terme nouveau pour la décrire: il s'agit d'une structure arborescente (fig. 10).

Schématiquement, cette structure comporte des éléments de deux sortes: des prismes très déliés formant une trame et un ciment constituant le fond de la roche. Les prismes forment des arborescences analogues aux fleurs de glace sur les vitres, c'est-à-dire qu'à partir de nombreux centres divergent des gerbes, des houppes, etc.

Le ciment n'est pas nécessairement homogène. La matière de fond peut être farcie d'inclusions: baguettes, granules, etc. Ces éléments accessoires, généralement répartis au hasard, peuvent aussi former des trames secondaires, selon certaines directions.

Il importe de remarquer qu'il est dans ce cas difficile de distinguer entre structure intergranulaire et structure intragranulaire, car les innombrables inclusions font qu'un seul grain est souvent composite et formé de deux minéraux différents. Ce phénomène contribue certainement à donner l'allure arborescente.

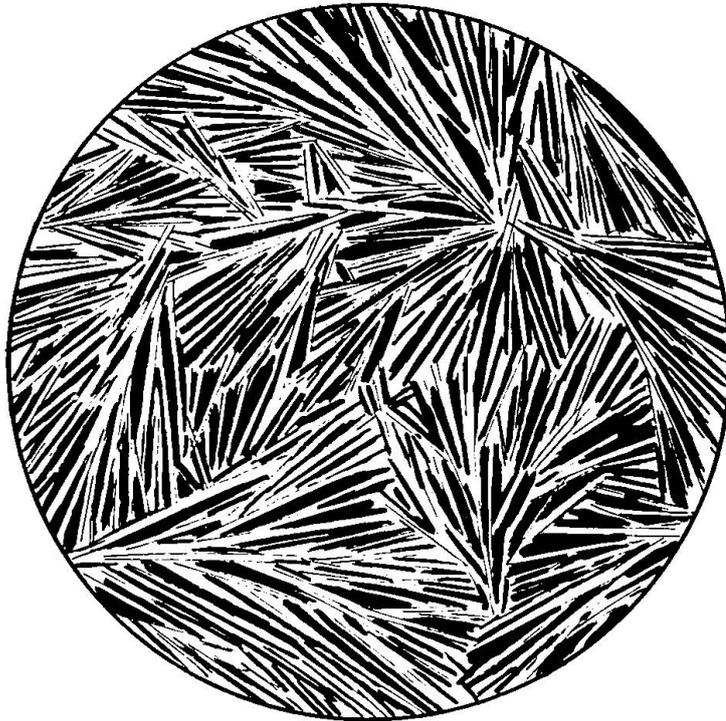


Fig. 10. Schéma de structure arborescente.

Le terme d'arborescent a déjà été employé, à la fin du siècle dernier, par L. MICHEL-LEVY (34). Il nous semble que ce soit la seule expression adéquate en français. Les auteurs étrangers usent généralement de périphrases. Cette dénomination est du reste susceptible d'être transposée en allemand, comme l'a fait H. GRÜNAU (22) (arboreszierend) et en anglais (arboresceous).

Voyons maintenant comment se présente ce type de roche et comment se réalise notre schéma (fig. 11).

La trame est constituée par de longs prismes de plagioclase, de taille extrêmement variable. La longueur des grands prismes atteint 0,5 mm., exceptionnellement 0,7 mm.; leur largeur ne dépasse

pas 0,02—0,03 mm.; ils sont donc souvent 20 fois plus longs que larges.

Ces plagioclases sont généralement maclés selon albite ou Karlsbad. Nous pouvons mesurer l'angle d'extinction maximum pour la zone perpendiculaire à (010), mais comme nous n'avons pas la direction de (001), le signe manque et le résultat, ambigu, permet d'admettre aussi bien l'albite que l'andésine. Les innombrables inclusions rendent impossible la détermination de l'indice de réfraction. Cependant comme le passage du terme a) au terme b) est gra-

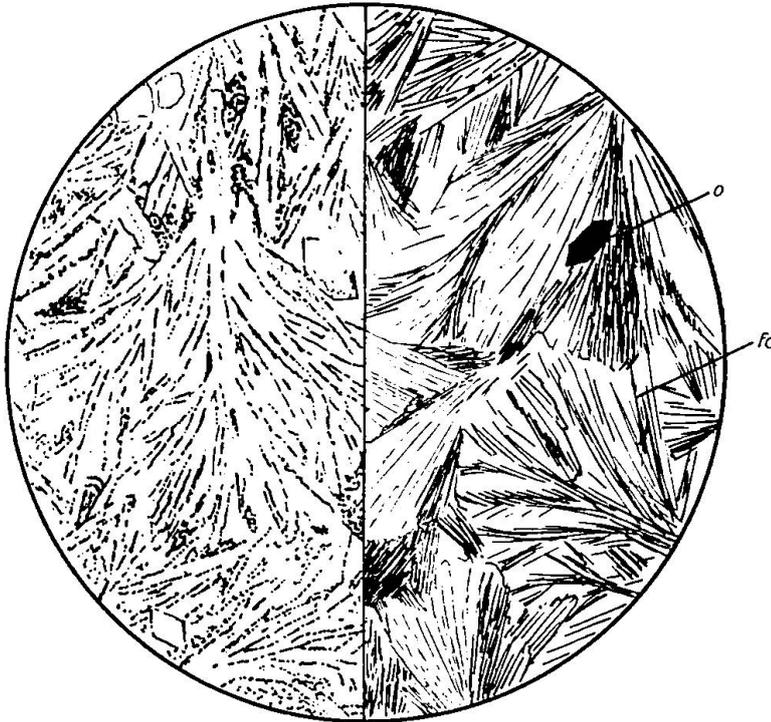


Fig. 11. Partie arborescente d'un pillow (Hörnli).

fc = arborescence albitochloritique, o = phénocrystal d'olivine pseudomorphosé en chlorite. Lumière naturelle et nicols croisés. Gross.: 60×.

duel, on peut sans crainte trancher le dilemme en faveur de l'albite ou de l'albite oligoclase.

Nous retrouvons la même chlorite isotrope, les mêmes granules semi-opaques où prédomine le sphène, les mêmes baguettes de minéral opaque que dans la diabase intersertale divergente du cœur. Ces minéraux sont présents aussi bien à l'intérieur des feldspaths, qu'entre ces derniers. Le minéral opaque est souvent appliqué sur une face (010) de l'albite. Au reste le minéral opaque est très irrégulièrement réparti, dans certaines parties il est très abondant et forme une sorte de ciment; dans ce cas on observe souvent des pseudo-

morphoses de petits cristaux d'olivine avec chlorite au centre. Les veinules de carbonate sont nombreuses.

Dans la plaque que nous décrivons, les fibres sont plutôt moins longues que d'ordinaire et, de ce fait, les arborescences moins belles. On pourrait, au reste, créer de nombreux sous-types suivant les détails de l'arrangement des fibres: diabase houppée, palmée, rayonnante, en gerbes, en éventails, etc.



Fig. 12. Bel exemple de structure arborescente-sphérolitique. Diabase du Col des Gêts. Haute Savoie. Nicols croisés. Gross.: 65 X.

Plus près de l'extérieur, le grain devient plus fin. La longueur des fibres feldspathiques ne dépasse guère 0,25 mm.; leur largeur 0,01 à 0,08 mm., ce qui leur donne environ les mêmes dimensions relatives que dans le cas précédent. Remarquons qu'il est difficile de se rendre compte, si l'on observe un seul individu maclé ou plusieurs individus accolés. Les parties riches en minéral opaque sont nettement plus grossières. Les cristaux d'olivine pseudomorphosée en chlorite se trouvent isolés ou par petits groupes, leur taille maxima est d'environ $\frac{1}{2}$ mm. (fig. 12).

A 3 cm. du bord la taille des gerbes varie entre 0,2 et 1,2 mm. de longueur; il est certain que les cristaux d'albite sont beaucoup plus courts, mais ils se relayent avec une orientation presque identique, donnant ainsi naissance à de superbes palmes. Les granules de sphène s'agrègent d'autre part en longues aiguilles orientées dans tous les sens et indépendamment de la direction des arborescences feldspathiques.

c) Les modifications structurales se poursuivent et à 1—2 cm. du bord, nous trouvons une variété assez caractéristique pour

fournir le type d'un schéma descriptif nouveau: ce sera celui de la structure sphérolitique continue.

Cette structure rappelle jusqu'à un certain point la structure arborescente. Un premier élément constitue des fibres ultra-fines rayonnant autour de centres en sphérolites partiels, plus rarement complets. Ces fibres ne laissent qu'une place restreinte ou même nulle à la matière interstitielle. Le second élément (qui pourrait

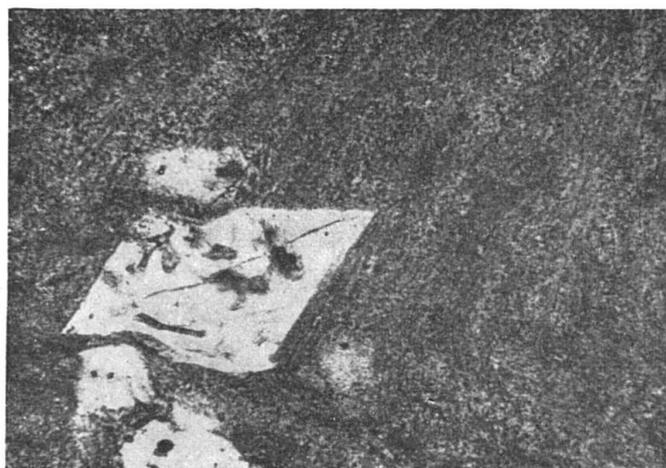


Fig. 13. Même pillow, bord sphérolitique avec phénocristaux d'olivine pseudomorphosés en chlorite. Lumière naturelle. Gross.: 50X.

manquer) constitue des granules, formant soit un voile homogène, soit des amas orientés, qui peuvent alors créer une seconde trame indépendante de la trame sphérolitique des fibres. La limite entre les sphérolites forme une sorte de filet à mailles irrégulières.

Dans la coupe qui nous occupe (fig. 13 et 14) les sphérolites sont formés de fibres de plagioclase ne dépassant guère en moyenne 0,001 mm. de diamètre, quant au diamètre du sphérolite (ou sphérolite partiel) il atteint une limite de 1,5 mm. Il est naturellement impossible de déterminer optiquement ce plagioclase, les résultats de l'analyse chimique, conduisent à une albite ou à une albite-oligoclase, suivant que l'on admet ou non la présence d'épidote parmi les granules.

Ces granules beiges, semi-opaques semblent appartenir en grosse majorité au sphène ou à des produits leucoxéniques. Ils sont soit répartis au hasard, soit réunis en amas d'habitus aciculaire plus ou moins prononcé, dont les plus allongés atteignent 0,6 mm., leur lar-

geur est de 0,015—0,02 mm. Il semble que le minéral opaque ait disparu. La chlorite se rencontre en plages minuscules et isotropes.

Deux éléments viennent se surajouter à cette image microscopique: d'abord de petits phénocristaux d'olivine chloritisée, possédant les formes caractéristiques de ce minéral et de taille semblable à ceux précédemment mentionnés; puis des amygdales assez fréquentes, remplies de chlorite, de dimensions très variables (0,15 à

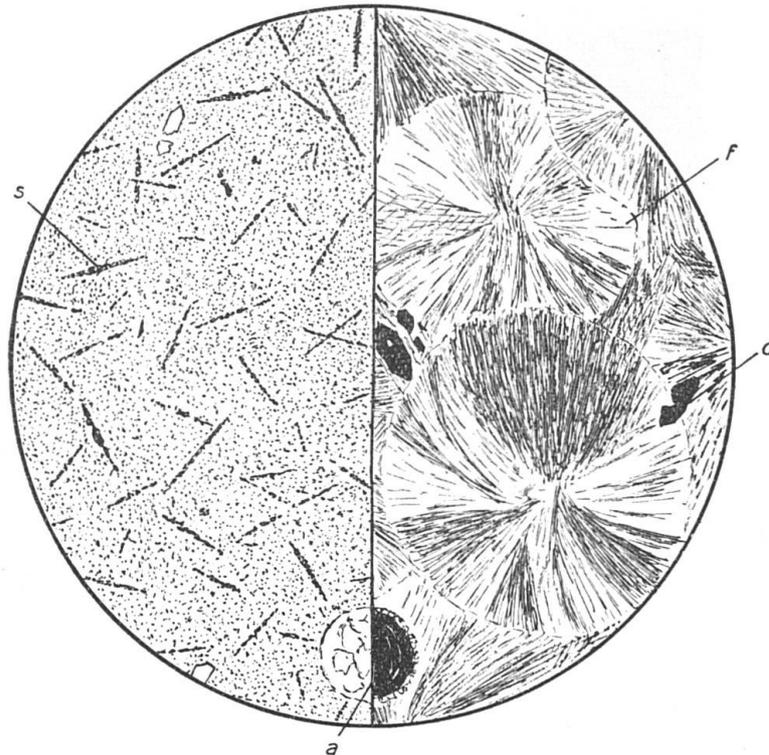


Fig. 14. Partie bordière, sphérolitique d'un pillow (Hörnli).
 f = sphérolite feldspathique, o = phénocristal d'olivine pseudomorphosé en chlorite, s = granules de sphène groupés en baguettes, a = amygdale.
 Lumière naturelle et nicols croisés. Gross.: 18×.

1,2 mm.). On trouvera plus bas quelques précisions sur ces amygdales. La désignation exacte de la structure de cette roche bordière serait donc: sphérolitique continue, porphyrique amygdaloïde.

Il est bien entendu que cette description ne vaut, dans tous ses détails, que pour l'échantillon en question. Il existe d'innombrables variétés différant en quelque point de la variété type; les énumérer nous conduirait trop loin. Remarquons cependant que les différences proviennent soit de la structure: forme ronde ou allongée des sphérolites, nature des limites, etc.; soit de la constitution minéralogique:

petits phénocristaux d'albite, granules jaunes probablement carbonatés au cœur des sphérolites (Les Fenils) etc.

d) Le bord des pillows possède, comme nous l'avons relevé dans la première partie, une structure variolitique déjà reconnaissable à l'œil nu.

Il est temps de remarquer que les structures dont nous venons de parler résultent de l'association de minéraux isolés; il peut exister des structures de second ordre où les éléments, eux-mêmes complexes, sont des groupes de minéraux. On pourrait par analogie avec la chimie cristallographique les nommer des surstructures. Elles ne sont pas nécessairement macroscopiques, car leur complexité et non leur taille constitue leur caractère déterminant. Ces structures sont relativement rares, et le schéma idéal perd de son importance au profit de la structure réalisée dans le type envisagé, aussi aurons-nous avantage à déroger quelque peu aux règles que nous nous sommes fixées.

On pourrait sous le nom de structure sphéroïdale entendre toute structure qui présente des édifices sphéroïdaux (éventuellement ellipsoïdaux) dans une pâte formant ciment. Cette dénomination ne serait pas d'une grande utilité, car elle est trop générale. Remarquons qu'il s'agit bien ici de surstructures car tant les édifices que la pâte sont polycristallins; on peut envisager soit la structure intergranulaire des édifices, c.-à-d. leur arrangement dans la pâte, soit leur structure intragranulaire. C'est cette structure interne, qui nous permettra d'établir des subdivisions en distinguant:

1. La structure sphéroïdale simple, lorsque les édifices sont une association grenue, mono- ou polyminérale de plages cristallines.

2. La structure sphéroïdale concentrique, lorsque l'on observe des anneaux (dans l'espace des enveloppes) concentriques de constitution différente.

3. La structure sphéroïdale radiale ou structure sphérolitique discontinue, lorsque les édifices possèdent une structure radiale, divergent d'un centre, comme dans les sphérolites vrais.

Les structures sphéroïdales simples et concentriques décrites ici correspondent, dans la plupart des cas, à la structure amygdaloïde, alors que la structure sphérolitique correspond à la structure variolitique. Ces deux nouveaux termes font appel à des notions de genèse; l'amygdale est une vacuole qui a été remplie à posteriori par des solutions minéralisantes; la variole, selon la plupart des auteurs est contemporaine de la consolidation de la roche, elle est d'origine magmatique. Bien que cela paraisse

superflu, il faut insister sur cette différence, beaucoup de pétrographes ayant commis des confusions.

Notre quatrième terme est donc une diabase variolitique (fig. 15 et 16). Les varioles sont des sphérolites souvent très réguliers de 1—2 mm. de diamètre, formés de fibres ultra-fines de plagioclase. Dans la majorité des cas on ne peut séparer ces fibres même avec le plus fort grossissement. Lorsque les varioles sont très grosses

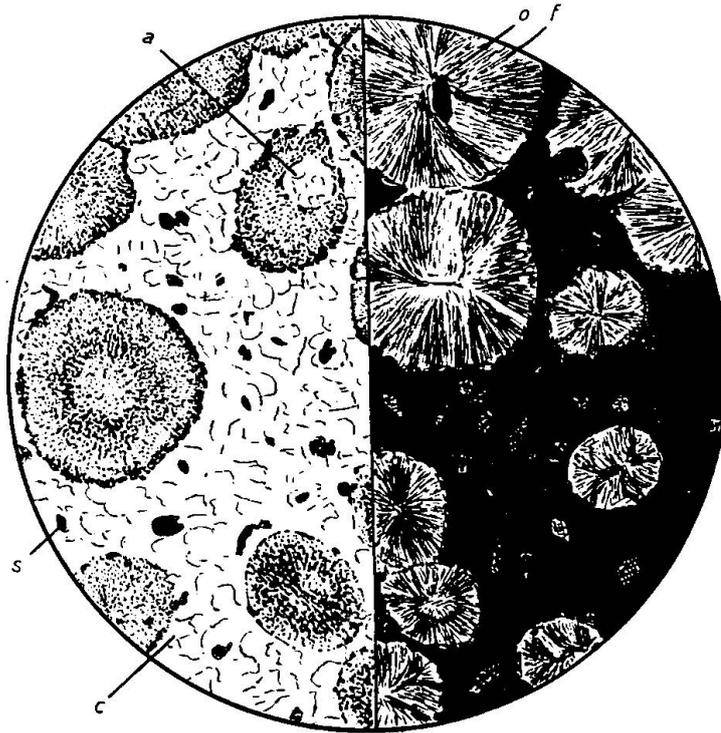


Fig. 15. Bord variolitique du pillow (Hörnli).

f = variole feldspathique, c = matrice chloritique, o = phénocrystal d'olivine pseudomorphosé en chlorite, s = granules de sphène, a = amygdale.

Lumière naturelle et nicols croisés. Gross.: 18×.

(Hörnli, flanc Nord) on peut se rendre compte qu'il s'agit de plagioclase avec chlorite interstitielle comme dans les diabases arborescentes fines. D'autre part dans un précédent travail (66), nous avons décrit dans les pillow lavas de Jouplane (Hte Savoie) des varioles identiques qui possédaient au centre un petit phénocrystal d'albite. Au Hörnli ce phénocrystal se rencontre parfois à l'état de microlite fourchu, encore trop petit pour être déterminé, mais par analogie avec la roche de Jouplane d'une part, avec les termes a), b) et c) de notre pillow d'autre part, on peut attribuer les fibres à l'albite. Les granules semi-opaques de sphène, très nombreux,

sont une des caractéristiques de la roche, ils sont généralement bordés d'un liséré opaque, soulignant la limite des sphérolites.

La structure principale des varioles est, comme nous l'avons vu, une structure radiale; il s'y superpose dans beaucoup de cas, une seconde structure, concentrique moins évidente. Nous observons alors ceci: une marge formée par un anneau semi-opaque (sphène) ou opaque (hématite); une zone intermédiaire normale; une zone centrale se distinguant par une nouvelle augmentation de la quantité des granules ou par l'apparition d'un minéral en tout petits grains jaunes, peut-être un carbonate pigmenté (Les Fenils). Outre ces différences portant sur la composition, il existe des variations structurales, caractéristiques des grandes varioles dont le centre est nettement plus grossier que la périphérie.

La matrice entourant les varioles est généralement, ainsi qu'il ressort des observations microscopiques, radiologiques et chimiques, une chlorite qui se rapproche de certaines ripidolites. Elle est isotrope dans la plupart des plaques. Le cas particulier dont nous nous occupons, relève à côté des plages isotropes, d'autres plages d'un minéral assez biréfringent et lamellaire. Les caractères optiques de ce minéral assez difficiles à déterminer sont: incolore ou vert extrêmement pâle sans pléochroïsme, allongement positif, relief assez marqué, biréfringence entre 0,015 et 0,020, probablement biaxe, négatif. Seule une étude radiologique détaillée pourrait nous conduire à une détermination exacte. Cette pâte est parsemée de granules semi-opaques de sphène plus gros, mais moins abondants que ceux des varioles; ils forment souvent des traînées.

La description de cette diabase serait incomplète si nous omettions deux traits indépendants de la structure variolitique.

1. Une structure porphyrique fréquente, due à des petits phénocristaux d'olivine peu nombreux pseudomorphosés en chlorite-serpentine. On constate qu'ils se trouvent aussi bien à l'intérieur des varioles que dans la pâte ou même à cheval sur la limite pâte-variole. Ils sont orientés au hasard et forment souvent des groupes. Outre leur transformation en chlorite, il est manifeste qu'ils ont subi une résorption lors de la cristallisation des varioles; fréquemment une ou deux faces du cristal sont nettement limitées tandis que les autres sont floues ou n'existent pas, la matière feldspathique a même pu pénétrer à l'intérieur des individus et former des sortes de pseudo-inclusions.

2. Une structure amygdaloïde formée par des amygdales bien rondes analogues à celles de la diabase sphérolitique. Ces

amygdales sont soit entièrement chloritiques avec un minuscule bord d'albite, soit carbonatées à l'intérieur et chloritiques dans les bords.

Il est naturellement très difficile de déterminer dans quelle ordre ont cristallisé les minéraux de cette roche, car d'une part le grain très fin empêche de se rendre compte des relations exactes des minéraux et témoigne d'un refroidissement très brusque, d'autre part il y eut des transformations en cours de cristallisation. L'olivine est apparue en premier, dans une phase bien séparée; puis se sont formées les vacuoles. C'est seulement alors que la magma a donné nais-

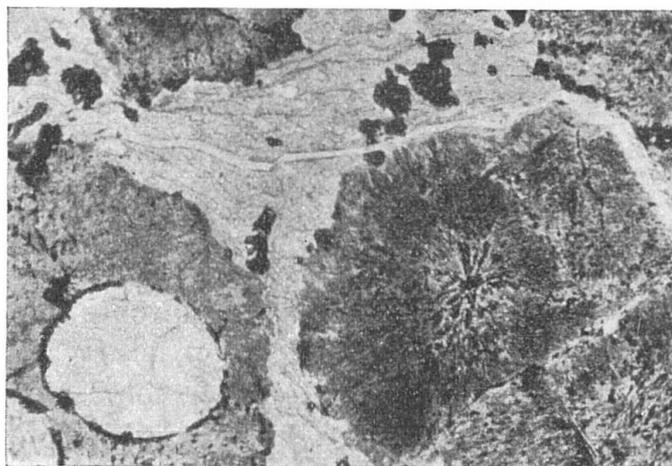


Fig. 16. Même pillow, marge variolitique. Variole sphérolitique, matrice chloritique à structure fluidale avec granules de sphène, amygdales. Lumière naturelle. Gross.: 30×.

sance aux varioles, à l'intérieur desquelles la succession semble être: sphène-albite-chlorite. Ensuite la pâte chloritique a cristallisé; enfin les solutions résiduelles ont rempli les vacuoles d'abord avec de l'albite, puis avec la chlorite et le carbonate. En résumé quatre temps principaux de cristallisation: phénocristaux, varioles, pâte, amygdales qui peuvent eux-mêmes être subdivisés en périodes plus courtes.

Une autre plaque provenant du même échantillon, nous montre comment s'effectue la transition entre le terme c) et le terme d). Nous voyons la chlorite s'infiltrer entre les sphérolites de la structure sphérolitique continue qui devient ainsi discontinue. Les sphérolites sont progressivement séparés, formant d'abord des groupes de plusieurs, puis des individus isolés. Ils deviennent ensuite moins nombreux et nous arriverions ainsi à un cinquième terme:

e) La matrice interpillow formée uniquement par de la pâte. La structure est plus grossière en ce qui concerne les la-

melles du minéral biréfringent et les granules de sphène (fig. 17). A la pâte s'associent d'autres éléments en plages irrégulières: notamment de l'hématite et du carbonate qui font de cette roche en général une chorismite typique. Nous laisserons ces détails de côté.

Diverses nuances permettent d'établir des distinctions dans la série que nous avons décrite. C'est ainsi que nous trouvons:

1. La variété normale albitochloritique.
2. Le type hématitique où les granules de minéral opaque prennent l'importance de minéraux principaux. Ils se réunissent parfois

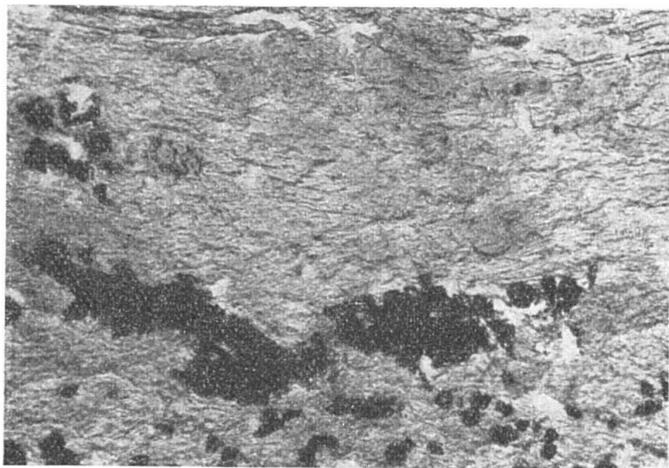


Fig. 17. Matrice de la croûte du même pillow avec trainées de granule de sphène. Lumière naturelle. Gross.: 50 ×.

en plages et peuvent même remplacer partiellement la matrice chloritique. On rencontre de telles roches dans le bloc des Fenils, à côté des variétés ordinaires. Cette coexistence n'est pas faite pour nous étonner, nous avons vu plus haut (p. 158) que, dans la même coupe, chlorite et hématite se remplacent mutuellement.

3. Une variété plus riche en cristaux pseudomorphosés d'olivine. Elle caractérise l'affleurement de l'A r o s e r O b e r b e r g. Les seules coupes minces que nous ayons examinées provenaient des parties marginales d'un pillow; elles accusaient une diminution de la taille du grain vers l'extérieur de l'édifice.

Il est presque impossible de distinguer les fibres feldspathiques tant la roche est saupoudrée de granules semi-opaques, parmi lesquels se trouvent très probablement le sphène et l'épidote. Le bord sphérolitique est extraordinairement fin, on devrait parler plutôt de taches floues. La partie variolitique possède une matrice strictement isotrope. Dans l'ensemble de la roche les phénocristaux

d'olivine pseudomorphosés en diverses espèces de minéraux chloritiques sont abondants. Un examen attentif révèle d'innombrables microlites allongés, chloritisés, qu'il faut, sans doute, aussi rapporter à l'olivine, comme l'a fait A. BODMER-BEDER (8). Il est possible qu'une analyse de cette roche montre une variété plus basique que la diabase du Hörnli.

§ 2. Les espèces augitiques

Elles se rencontrent en Basse Engadine, notamment dans le Südriff de l'Alp Champatsch. Nous nous contenterons de décrire brièvement un échantillon qui en provient, car l'image structurale est essentiellement la même que celle des espèces albitochloritiques. Cet échantillon a été analysé (analyses 19 et 20).

A 10 cm. du bord environ la structure est finement arborescente. Deux minéraux forment la trame: une augite très abondante, titani-fère, avec un angle d'extinction c/ng de 51° et des fibres feldspathiques que l'on aperçoit entre les prismes d'augite. Les granules sont excessivement abondants; le sphène semble prédominer, mais on trouve aussi de l'épidote et peut-être des poussières de zoïsite. Il paraît y avoir deux variétés de chlorite. Toutes deux sont isotropes, mais l'une est pâle et possède un relief modéré, alors que l'autre d'un vert plus intense montre aussi un indice de réfraction plus élevé. L'extrême petitesse de ces grains ne permet pas une meilleure détermination. L'olivine primitive est représentée par des pseudomorphoses en chlorite.

La partie bordière du coussin montre des varioles de structure ultra-fine. Elles sont farcies de poussières semi-opaques et s'éteignent par taches floues; rien ne permet d'y diagnostiquer l'augite si ce n'est l'analyse indiquant une forte teneur en chaux.

La matrice est formée d'une substance vert pâle chloritique (voir l'analyse), strictement isotrope. On voit en outre des nuées de granules de sphène, et de minuscules paillettes de séricite. Lorsqu'on pénètre dans la région exclusivement matricielle, on voit que le sphène se réunit en traînées et les paillettes en nids.

Il ne paraît pas que cette roche ait subi un métamorphisme considérable, les varioles sont à peine ovalisées.

§ 3. Les variétés métamorphiques.

C'est également la Basse Engadine qui se prête le mieux à l'étude de ces termes. Comme nous nous sommes proposé de laisser de côté l'étude des diabases alpines métamorphiques, nous nous bor-

nerons à noter les effets d'un léger épimétamorphisme sur les pillow lavas. L'examen d'un certain nombre de plaques minces permet d'établir les règles suivantes :

a) Les termes albitochloritiques sont beaucoup plus résistants au métamorphisme que les termes augitiques.

b) Les pillows prennent une forme elliptique plus ou moins prononcée, un axe pouvant être deux ou trois fois plus long que l'autre.

c) Un phénomène analogue s'observe pour les varioles qui deviennent d'abord elliptiques, puis lenticulaires, passant dans les cas extrêmes à de longues et minces bandes.

d) La structure interne des varioles est en général fortement effacée, le centre est alors souvent remplacé par de la chlorite et le reste réduit à une mosaïque ultra-fine de feldspath, chlorite et sphène. De ce fait elles rappellent les amygdales et nous croyons que c'est dans les cas analogues que le danger de confusion entre vacuoles et varioles est grand. Parfois on trouve des reliques de la structure radiale.

e) La matrice paraît beaucoup plus résistante. Souvent, alors que les varioles sont déjà fortement attaquées, elle reste une chlorite parfaitement isotrope.

Il faut encore mentionner les varioles épidotiques de la Basse Engadine. L'épidote est rassemblée en grains au centre de la variole. Nous n'avons pu trancher la question de l'origine de ce minéral. Ou bien il est primaire et s'est rassemblé au centre du sphérolite par un phénomène de ségrégation; ou bien il provient d'une altération, mais alors il faut admettre que les fibres feldspathiques étaient plus basiques à l'intérieur.

Il importe maintenant de s'arrêter quelque peu au phénomène des pillows, cela d'autant plus qu'il n'existe guère de définition précise de cette structure.

§ 4. Les pillows

Ces formations n'ont, bien entendu, rien de commun avec les structures en boules ou en rognons comme on en trouve dans les serpentines, les schistes et les basaltes peu frais et qui sont les effets d'une altération ou d'un effort mécanique.

Nous réservons le terme de coussins ou de pillows pris dans son sens le plus large à des éléments sphériques ou ellipsoïdaux, de grande taille, cimentés par une matrice de constitution d i f f é r e n t e.

Cette structure, très fréquente dans les roches qui nous intéressent, se laisse subdiviser en deux types :

a) Les pillows de premier espèce ou pillows sensu stricto, qui présentent une structure interne concentrique et

b) les pillows de seconde espèce qui ne paraissent pas présenter cette structure.

Le dernier type est le moins important dans les régions étudiées, bien qu'il apparaisse en Basse Engadine, aussi le laisserons-nous de côté pour traiter des pillows sensu stricto.

De même que dans le cas des varioles, il s'agit d'une structure d'ordre supérieur où les éléments sont déjà très complexes et doués d'une structure interne. On peut donc distinguer la structure intrapillow de la structure interpillow (leur arrangement dans l'affleurement, leurs relations réciproques, la proportion de matrice). Mais dans l'état actuel de nos connaissances, seul le premier terme est susceptible d'être analysé.

Il se dégage des observations du paragraphe précédent que le pillow s. str. montre des variations de structure et de composition lorsqu'on se dirige du centre vers la périphérie.

Les variations structurales comportent des modifications, qui nous conduisent de la structure intersertale divergente à la structure sphérolitique, puis variolitique; elles comportent aussi la diminution de la densité des varioles, qui tend vers zéro lorsqu'on arrive dans la partie proprement matricielle.

Les principales variations de constitution sont dues à une variation dans les proportions des divers minéraux, elles sont donc liées aux variations de structure. C'est ainsi que la quantité de chlorite diminue du centre vers le bord. Tandis que la teneur en chlorite de la partie centrale d'un pillow atteint 25—30 %, le bord sphérolitique et les varioles sont beaucoup plus feldspathiques. Cette différence est attestée par l'examen microscopique, mais surtout par l'analyse chimique et par l'analyse aux rayons X. En ce qui concerne les résultats de ce dernier procédé, on observe dans un diagramme de poudre provenant du cœur les raies les plus fortes de la chlorite tandis qu'elles disparaissent dans un diagramme de poudre d'une variole.

Au bord du coussin, avec la superstructure variolitique apparaît la matrice et à partir de ce point la variation est renversée: la proportion de chlorite augmente désormais vers l'extérieur et atteint presque 100 %, si l'on omet les granules de sphène. Il est intéressant de remarquer que les deux variations reposent sur des processus

distincts mais analogues; distincts parce qu'à l'intérieur du pillow l'augmentation de la proportion de chlorite est due à la diminution du nombre des cristaux d'albite tandis qu'à l'extérieur ce sont les varioles que se raréfient; analogues, parce que dans les deux cas la variation porte sur le nombre des éléments structuraux: individus isolés de la structure, sphérolites de la surstructure.

On peut se demander, si les variations de composition peuvent aussi avoir pour cause l'apparition de minéraux nouveaux dans certaines zones du coussin. La question n'est pas encore entièrement résolue. Il semble toutefois qu'il faille répondre par l'affirmative, car on trouve dans le Nordriff de l'Alp Champatsch de petits pillows dont le centre, jaunâtre, est riche en épidote, alors que la zone externe ne montre que des traces de ce minéral.

Les pillows sont fréquemment parcourus par d'innombrables veinules de carbonate. Il ne semble pas que ce minéral soit plus abondant dans les bords qu'au centre et nous aurions là un indice en faveur de sa nature primaire.

On observe souvent dans les coussins du Hörnli des fissures qui s'orientent dans deux directions: des fentes concentriques, suivant des surfaces parallèles plus ou moins sphéroïdales et des fentes radiales rappelant celle des bombes volcaniques.

Les phénomènes de variation que nous avons décrits sont d'autant plus prononcés que la taille du coussin est plus grande. Cela nous amène à dire quelques mots des dimensions des pillows étudiés. Elles sont très variables, on peut avancer les valeurs suivantes:

Diamètre minimum: environ 10 cm. Les coussins les plus petits se rapprochent de ceux de seconde espèce ou sont entièrement variolitiques.

Diamètre moyen: entre 40 et 80 cm.

Diamètre maximum: difficile à fixer, car plus les pillows deviennent grands, plus ils ont tendance à se déformer. On passe graduellement comme nous l'avons déjà remarqué à des langues de lave variolitiques.

Au reste voici quelques données numériques sur les coussins elliptiques de l'affleurement d'Ardez:

grand axe	petit axe	marge variol.	intervalle	Diam. varioles
80	20	env. 2,5	6—2	0,6/0,1—0,2
65	20	1—3	6—2	0,6/0,1—0,2
40	27	5 (max.)	1—2	0,3/0,3
22	5	1—4,5	3,5—6	env. 0,3
18	9	9 (extrémité des pillows)	jusqu'à 5	
env. 15	env. 5	Entièrement variolitique	8	0,6/0,2

Ces nombres expriment des centimètres. L'intervalle est la distance approximative entre les pillows. Les varioles étant aussi elliptiques nous avons donné leurs deux diamètres principaux.

Arrivé au terme de cette longue description, que l'on nous permette de rappeler les variations structurales caractéristiques d'un coussin.

Dans la structure intersertale divergente du cœur, la trame est formée par des prismes très allongés, effilés et pleins d'inclusions, qui divergent plus ou moins souvent à partir de centres mal indivi-

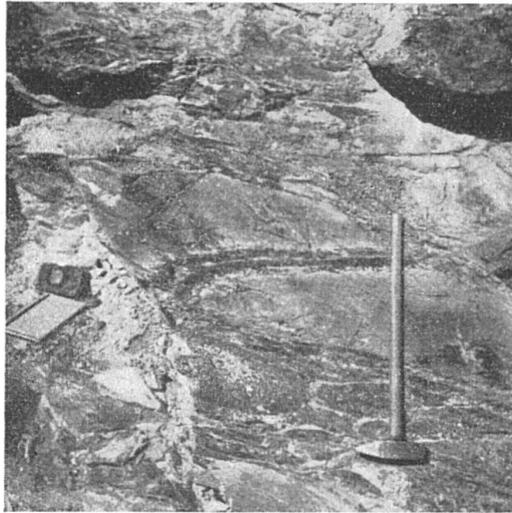


Fig. 18. Pillows ellipsoïdaux, route de Schuls en aval d'Ardez (Basse Engadine).

dualisés. Graduellement le diamètre des prismes diminue plus rapidement que leur longueur, ils deviennent des fibres. Le nombre des centres de divergence augmente et l'arrangement se fait plus strict par rapport à l'arrangement au hasard de la structure intersertale; nous arrivons ainsi à la structure arborescente. Tout aussi graduellement nous passons à un terme extrême que nous avons appelé la structure sphérolitique continue. Les fibres ultra-fines rayonnent autour de centres mieux individualisés, l'arrangement est total et le rôle joué par la substance interstitielle est devenu négligeable. Cette structure est déjà, virtuellement, une surstructure variolitique, qui ne sera révélée que lorsque la matrice chloritique viendra séparer les sphérolites. Nous avons vu que, à côté de cette structure variolitique, il existe, se superposant généralement à elle, une structure s'en rapprochant apparemment, mais totalement différente quant à la genèse: la structure amygdalaire. En effet alors que la variole est un édifice «actif», contemporain de la cristallisa-

tion, syngénétique, l'amygdale est un édifice « passif », qui a été rempli après la cristallisation, un édifice épigénétique.

Nous avons là certes des structures différentes (la forme, la taille relative, l'arrangement des éléments varient), mais elles appartiennent manifestement à une même famille; il doit s'agir d'un même type structural qui a évolué sous l'action de certains facteurs que nous rechercherons dans la troisième partie.

CHAPITRE VIII

LES ROCHES COMPOSITES

Avec les pillows et les variolites nous avons achevé la description des principaux types de diabases. Il reste à examiner de nombreux types et phénomènes accessoires extraordinairement variés et complexes. Ils réclameraient une étude spéciale, précédée de longues recherches, aussi nous proposons-nous de choisir un nombre restreint d'exemples. Nous espérons ainsi, d'une part rendre service aux géologues et pétrographes alpins qui travaillent dans des régions riches en ophiolites peu métamorphiques, d'autre part montrer que les analogies avec les pillow lavas et les spilites extra-alpines s'étendent même aux détails.

§ 1. Les brèches

Le Hörnli est caractérisé par de nombreux pillows et diabases à structure bréchoïde plus ou moins prononcée, nous avons décrit leur aspect macroscopique. Un échantillon nettement bréchique contenant des fragments blanc rosé, parfois entourés d'un liséré rouge, dans une pâte lie de vin, retiendra notre attention.

Le microscope montre une image extraordinairement compliquée.

Les fragments sont ceux d'une diabase albitochloritique à structure tantôt intersertale, tantôt sphérolitique; on y retrouve les habituels grains de sphène et quelques grains d'épidote à côté des minéraux principaux. Les veinules nombreuses qui les parcourent sans dépasser leur contour sont remplies d'albite seule ou associée à des plages de carbonate, ou bien d'albite mêlée à de la chlorite, ou encore de carbonate seul. Les recoupements mutuels de ces filonnets indiquent que la chlorite et le carbonate sont postérieurs à l'albite. Dans les fragments les plus menus on reconnaît des varioles entières ou des fragments de varioles.

Tandis que les fragments de diabase séparés par un intervalle relativement large de pâte sont indépendants, ceux qui sont plus rapprochés paraissent souvent représenter les morceaux d'un même

individu, car leurs contours s'emboîtent les uns dans les autres. On a ainsi tous les termes de passage entre une pseudobrèche due à de nombreuses veinules et des fragments nettement indépendants.

La pâte est difficile à caractériser. L'albite, la chlorite, le carbonate et le minéral opaque se remplacent par taches, avec, dans l'ensemble une nette prédominance de ce dernier. Dans les régions où il est abondant, il forme un fond avec une vague structure fluidale et contient de nombreux nids remplis d'albite, plus rarement de chlorite et d'albite; ces nids peuvent prendre la forme d'amygdales. Il est remarquable que ce minéral, probablement l'hématite, a souvent pigmenté et obscurci le bord des fragments de diabases sphérolitiques.

Le minéral opaque peut devenir rare et la pâte essentiellement albitique. On a souvent l'impression d'un nid d'albite qui s'agrandit démesurément. Ce feldspath se présente en plages de forme variable, on peut distinguer des agrégats microcristallins, très fins, et des agrégats formés de cristaux relativement grands d'albite très pure, extrêmement fraîche, souvent maclée exclusivement selon albite ou Karlsbad. Dans ce fond albitique peuvent s'intercaler des inclusions de chlorite. Ce dernier cas nous rapproche de la constitution des diabases albitochloritiques. L'analogie devient particulièrement frappante, quand on trouve, dans ce fond, un fragment de diabase, généralement parcouru par d'innombrables veinules de même composition que la pâte; seuls les granules semi-opaques de sphène et la structure permettent encore de distinguer les deux parties.

La chlorite forme souvent de grandes plages amœbiformes à structure fluidale. Elle est soit pure, soit accompagnée de minéral opaque ou de gros agrégats de sphène. Il semble même que le sphène de la pâte soit lié aux champs chloritiques.

Le carbonate est souvent présent en petites plages dans la pâte ou dans les veinules. Il forme en outre de gros nids. Il s'agit très vraisemblablement de calcite.

Ces observations microscopiques permettent de tirer en résumé les conclusions suivantes:

a) Le carbonate paraît être d'origine primaire, cela pour deux raisons. On observe des veinules carbonatées qui s'arrêtent au bord des fragments, c'est-à-dire qu'elles devaient déjà exister avant que le pillow bréchoïde se soit formé. D'autre part le carbonate est lié à l'albite des veinules et de la pâte de façon telle qu'il faut renoncer à le considérer comme un produit d'altération.

b) L'hématite a cristallisé après la formation des diabases albitochloritiques, d'une part parce qu'elle cimente les fragments, d'autre part parce qu'elle pigmente leurs bords.

c) Il n'existe pas de grandes différences entre la pâte albitochloritique et les diabases albitochloritiques.

d) Il est parfois difficile de distinguer un fragment découpé en plusieurs morceaux par des veinules de fragments réellement indépendants.

§ 2. Les «adinoles»

On trouve ces roches sur le flanc SE du Hörnli. Elles présentent bon nombre de traits communs avec les types bréchoïdes précédents, mais sont situées près du contact de la diabase avec la roche encaissante.

Il ne s'agit pas d'adinoles typiques analogues à celles que décrit S. O. AGRELL (1) dans la péninsule de Dinas Head (Cornouailles), nous avons employé ce terme, faute de mieux, parce que certains de leurs traits rappellent les adinoles sensu stricto et parce que, de même que ces dernières, elles proviennent du contact entre une diabase et des schistes encaissants.

A l'œil nu ces roches ont un aspect chorismatique et sont composées de plusieurs parties, différant par la couleur qui va du vert au blanc rosé et au gris.

Le microscope confirme ces observations. Chaque préparation réunit plusieurs parties de compositions et de structures variées. En schématisant nous avons les types suivants:

a) Des diabases albitochloritiques à granules de sphènes et pseudomorphoses d'olivine, éventuellement amygdaloïdes.

b) Des diabases albitochloritiques de structure aberrante, anormalement riches en minéral opaque.

c) Des agrégats relativement fins de plages rectangulaires d'albite très pure avec chlorite interstitielle et en inclusions. Il s'agit d'une sorte de diabase albitochloritique sans granules de sphène, avec une structure foliacée et des plagioclases plus courts qu'à l'ordinaire.

d) Du minéral chloritique vert, isotrope ou dispersif dans le bleu, associé à beaucoup de sphène et parfois à de fines paillettes de séricite.

e) Un agrégat ultra-fin gris-beige, où l'on peut reconnaître de l'albite. La couleur beige serait peut-être due à de minuscules inclusions de chlorite ou à des poussières de sphène (?).

f) Un agrégat plus clair et légèrement plus grossier, où l'albite prédomine nettement. Des grains de sphène sont répartis très régulièrement.

g) Un agrégat grossier de plages allongées d'albite fraîche et maclée selon (010), généralement associée à un carbonate.

h) D'innombrables veinules de toutes tailles et de toutes formes remplies d'albite et de carbonate.

La nature certaine de ces agrégats ne pourra être entièrement élucidée que par une étude radiologique détaillée.

§ 3. Le contact de la diabase avec les schistes du Flysch

La description géologique des affleurements, a montré que l'arête Sud du Hörnli présentait un bon contact de la diabase avec les schistes très redressés de la roche encaissante. Une série de 6 plaques minces permet de faire les observations suivantes:

a) Echantillon récolté à 10 cm. en deçà de la limite diabase-roche sédimentaire: Variolite.

Sous le microscope nous observons de très grosses varioles (en moyenne supérieures à $\frac{1}{2}$ cm.), riches en granules de sphène. La matrice est peu abondante, isotrope ou légèrement biréfringente et dispersive dans le bleu. Par endroits elle prend une teinte jaune et son anisotropie augmente.

Aux caractères généraux de variolites, la roche joint les particularités que voici: La grande taille des varioles leur a permis de se différencier. Le centre est formé de longs microlites d'albite possédant une structure arborescente typique, puis vient une zone plus foncée et plus fine, enfin, en bordure la variole est extrêmement fine et forme des éventails. Le contact avec la matrice est souvent souligné par un liséré de sphène.

La matrice contient des rubans sinueux de sphène.

D'innombrables veinules albitiques parcourent cette roche. A l'examen on voit que ces veinules, souvent très courtes et ressemblant alors à des nids allongés, évitent la matrice chloritique. Le plus souvent, elles recoupent seulement les varioles ou se glissent entre leur bord et la matrice. Ce phénomène nous conduit à l'idée d'un remplissage primaire et antérieur à la cristallisation de la pâte. Comme ces veinules contiennent parfois un peu de carbonate, on aurait un indice de plus en faveur de la nature magmatique de ce dernier.

b) Echantillons provenant du bord même de la diabase: diabase albitochloritique arborescente ou sphérolitique.

Cette très belle diabase est caractérisée par de nombreux cristaux d'olivine fortement résorbés et pseudomorphosés par une substance chloritique grenue, légèrement biréfringente formant un agrégat ultra-fin. Les variations de taille des plagioclases sont très grandes d'une partie de la plaque à l'autre. Dans les parties grossières les prismes sont nettement plus courts que dans le type commun, décrit plus haut.

On observe un grand nombre de veinules, qui souvent possèdent une forme irrégulière, se bifurquent, se rejoignent, s'élargissent en nids, etc. Elles sont remplies de cristaux d'albite très pure. Il s'y associe en moins grande quantité des grains de quartz, soit isolés, soit en groupes. Au centre des plus gros nids on rencontre généralement un carbonate. On peut parfois remarquer que les fibres d'albite de la diabase pénètrent et se prolongent dans une veinule.

c) Echantillon du schiste situé à la limite macroscopique avec la diabase: Roche complexe.

Cette roche d'aspect sédimentaire à l'œil nu révèle une structure complexe. La plaque mince est constituée par trois parties:

1. Un agrégat très fin de petites plages maclées d'albite, très pure, et de carbonate. Il n'est pas possible d'exclure avec certitude la présence du quartz, la taille des plus gros grains ne dépassant pas 0,04 mm.

2. Un agrégat de grosses plages de carbonate, probablement de la calcite.

3. Une partie moins transparente que les autres, de couleur grise, qui semble formée de matière argileuse contenant de nombreux nids d'albite. Sous l'objectif le plus puissant, on aperçoit de fines paillettes (séricite) et de petites plages de carbonate.

d) Echantillon récolté dans les schistes à 20 cm. de la diabase: pseudobrèche diabasique.

A l'œil nu cette roche forme une sorte de rognon jaune clair, à cassure cornée. Sous le microscope on voit de nombreux morceaux de diabase arborescente ou sphérolitique que l'on peut répartir en trois variétés:

1. Une variété très transparente à belles arborescences.

2. Une variété régulièrement parsemée de granules noirs opaques.

3. Une variété beaucoup moins bien cristallisée que les deux autres et entièrement colorée en rouge par des poussières d'hématite.

Dans ces trois sortes de diabases, mais principalement dans la dernière, on observe que les prismes et les fibres d'albite sont souvent plus courts que dans les variétés communes.

Le bord de ces fragments est souvent souligné par une mince frange d'albite monogranulaire; du carbonate, en grosses plages maclées polysynthétiquement, les séparent.

Il s'agit presque à coup sûr d'une pseudobrèche, l'individualité des «éléments» étant due au grand nombre de veinules. Cela semble d'autant plus vraisemblable que dans un même fragment on rencontre des passages d'une variété à l'autre: les différences de détail entre deux morceaux ne signifient donc pas qu'ils appartiennent à deux individus totalement distincts.

e) Echantillon récolté à plus d'un m. de la diabase:
Roche complexe.

A l'oeil nu c'est un schiste foncé. Sous le microscope on voit qu'il est formé de deux parties: des plages de carbonate, souvent assez grandes (jusqu'à 0,3 mm) et un fond statistiquement isotrope, cryptocristallin. Sous le grossissement le plus puissant, on y distingue un minéral incolore, quartz ou feldspath, de petits grains de carbonate, de fines paillettes de séricite, de la matière argileuse semi-opaque et des granules opaques.

Il n'est pas possible de dire avec certitude si cette roche a subi un apport magmatique. Toutefois il semble qu'on puisse mettre la recristallisation grossière de la calcite en relation avec la proximité de la diabase.

f) Rognon de calcaire contenu dans les schistes précédents.

C'est un calcaire assez pur, homogène et cryptocristallin. Cette roche n'a certainement pas subi de métamorphisme.

Dans l'ensemble cette série nous a montré que les contacts entre la roche sédimentaire et la diabase n'étaient pas aussi tranchés qu'on pourrait le croire. Non seulement la lave a exercé une action à distance en favorisant la recristallisation du carbonate et en envoyant des solutions albitisantes dans les schistes; mais on trouve aussi dans la roche sédimentaire du matériel franchement éruptif sous

forme de langues de diabase albitochloritique. Il serait intéressant d'étudier l'ampleur exacte du phénomène. On peut, au reste, rapprocher ces observations de celles de W. NABHOLZ sur les roches vertes des environs de Vals (35). Cet auteur est conduit à admettre un mélange intime de diabase et de roche sédimentaire en bordure des intrusions ophiolitiques, mélange accompagné de solutions qui ont apporté de l'albite et du rutile jusqu'à plusieurs dizaines de mètres du contact de la diabase.

§ 4. Exemple d'un contact de la diabase avec du calcaire

Nous donnerons quelques précisions sur l'enclave que nous avons trouvée dans la forêt du Schaffwald (Arosa).

Le calcaire, très blanc, révèle sous le microscope une structure assez particulière, lépidoblastique. Il est constitué par d'innombrables petites plages de calcite très allongées et orientées parallèlement. Ce minéral forme la plus grande partie de la plaque. On trouve aussi, ordonnés en de vagues traînées, des grains de divers autres minéraux: du quartz à structure cataclastique (extinction roulante, strie de БÖHM), en grains assez gros attaqués sur les bords, ces grains peuvent présenter un certain allongement et ont souvent tourné pour se placer obliquement par rapport à la schistosité comme certains porphyroblastes des schistes cristallins; de l'albite en petits cristaux remarquablement purs et parfois maclés selon Karlsbad; un minéral en tout petits grains verts, pléochroïques et fortement biréfringents que l'on peut rapporter au groupe de l'épidote. Ces petits grains s'agrègent en traînées que l'on trouve généralement en compagnie du quartz.

Une seconde plaque mince qui passe au contact même avec la diabase montre les phénomènes suivants:

Le calcaire à structure lépidoblastique contient des nids allongés de minéraux étrangers. Dans les exemples les plus nets on observe que le centre de ces nids est occupé par un pyroxène mal cristallisé, puis vient une zone formée de petits grains d'épidote, enfin une auréole encore plus externe riche en quartz, albite et calcite recristallisée. Le quartz et l'albite se rencontrent aussi en grains isolés.

Au contact de la diabase le calcaire a recristallisé, les plages sont plus grandes et isométriques.

La diabase a subi un notable métamorphisme endomorphe. Le pyroxène et l'épidote sont abondants dans certaines parties; on aperçoit des sections de plagioclase, presque entièrement remplacées par un minéral vert cryptocristallin qui joue un grand rôle dans cette

roche (probablement une chlorite). Un grand phénocrystal pseudomorphosé est également rempli de cette substance. La structure de la roche éruptive est soit vaguement intersertale, soit arborescente fine, en houppes voilées par l'abondance de l'hématite en très fines poussières.

D'innombrables veinules traversent cette roche; les plus fréquentes sont des veinules albitiques avec partie centrale remplie par de la calcite, plus rarement on observe de vagues traînées chloritiques.

Une troisième plaque mince nous en dit plus long sur la nature de la diabase. Cette roche est nettement porphyrique; il existe deux espèces de phénocristaux: un plagioclase souvent en partie remplacé par du quartz (?) et des matières chloritiques; et d'assez nombreuses pseudomorphoses d'olivine en chlorite-serpentine jaune-vert. Nous observons en outre d'assez gros microlites allongés de plagioclase, probablement d'albite. Ces individus ont des extrémités bi- ou trifides et se continuent souvent par deux ou trois longues fibres extrêmement fines. Leur arrangement est nettement trachytique. La pâte, très riche en hématite, qui contient ces cristaux possède une structure houppée.

En un endroit, se trouve une minuscule enclave verte, se résolvant sous un fort objectif en carbonate, quartz ou feldspath et un minéral très finement grenu, vert, qu'il a été impossible de déterminer. Un liséré opaque entoure l'enclave.

De cet ensemble d'observations, qui portent évidemment sur un matériel trop restreint pour autoriser des conclusions générales, on peut déduire la suite de phénomènes que voici:

a) Au début nous avons un calcaire, peut-être dolomitique, probablement avec une faible teneur en quartz.

b) Sous l'action d'une intrusion diabasique le calcaire a subi les modifications suivantes: recristallisation, principalement au contact même avec la roche éruptive; formation de porphyroblastes d'albite, de traînées épidotiques, et, dans une région plus voisine du contact, de nids augitiques avec bord épidotique.

c) A ce métamorphisme exomorphe s'est ajouté un métamorphisme endomorphe; la diabase s'est enrichie en chaux, ce qui a favorisé la formation d'augite et d'épidote.

d) D'autre part le contact n'a pas été franc, mais on observe de minces langues et ramifications de matériel éruptif dans le calcaire et des enclaves de roches sédimentaires dans la diabase. Ici encore on ne peut s'empêcher de penser aux contacts décrits par W. NABHOLZ (35).

e) Une action mécanique, peut-être contemporaine de l'intrusion, ce qui expliquerait l'arrangement fluidal des microlites dans la diabase, a affecté le calcaire: étirement démesuré des plages de calcite, rotation des cristaux de quartz.

§ 5. Grès à éléments éruptifs de Wolfsboden (Schröterwiti)

Nous avons déjà indiqué de quelle façon affleurent ces bancs de roches détritiques étroitement liées à la diabase.

Sous le microscope une variété assez grossière montre des débris de minéraux et de plus rares fragments de roches:

Parmi les roches on peut reconnaître:

quelques débris de diabases sphérolitiques ou arborescentes, de taille petite et dont la structure est voilée par des granules semi-opaques, si bien qu'il faut un œil exercé pour les identifier;

un agrégat intersertal de chlorite et de plagioclase. Ces roches ont la même composition que les diabases, mais présentent plusieurs caractères différents (chlorite plus verte, prismes feldspathiques plus petits, et moins aciculaires);

des roches microgrenues composées d'un plagioclase et d'une hornblende;

enfin quelques grandes sections d'albite pure associée à de gros grains de minéral opaque.

Les minéraux isolés se répartissent entre les espèces suivantes: un plagioclase maclé, de l'albite d'après son indice de réfraction, prédomine;

parmi les minéraux ferro-magnésiens, on relève deux hornblendes, une variété verte et une variété brune, il semble que ces minéraux s'altèrent en chlorite;

de gros grains de minéral opaque se décomposant sur les bords en produits leucoxéniques;

d'assez grandes plages arrondies, craquelées et incolores. Leur fort relief en «peau de chagrin» ainsi que leur très faible biréfringence, nous permettent de reconnaître l'apatite. La teneur de cette roche en apatite allogène de grande taille est tout à fait surprenante, il serait intéressant de savoir à quelle roche ce minéral appartenait primitivement.

Le ciment de ce grès-microconglomérat est essentiellement formé par les mêmes minéraux que les éléments qu'il englobe, mais à l'état très fin. La chlorite semble prédominer, probablement s'y associe-t-il une phyllite et des paillettes d'un minéral argileux. Par endroits, on observe, toujours sous le microscope, des langues de matériel

ultra-fin pénétrant dans le grès. Nous pensons qu'il s'agit de fragments de schistes appartenant au même groupe de roche; une chlorite de couleur vert-bleu intense caractérise ces langues.

Cette roche présente un intérêt particulier non seulement pour le pétrographe, mais aussi pour le géologue. La faible quantité de matériel strictement diabasique que l'on y trouve, bien que ces grès soient étroitement liés à la diabase, montre qu'il ne peut s'agir d'un remaniement sur place de la roche éruptive. Les bancs recouverts par ces sédiments n'ont guère été érodés par les cours d'eau qui amenaient leurs alluvions de bassins où dominaient des roches autres que les diabases. En un mot ces grès nous fournissent des renseignements sur la nature géologique de la région, au moment de l'intrusion (éventuellement de l'épanchement) du magma.

Troisième partie

Etude pétrochimique. Genèse. Conclusions

Si les méthodes d'analyse des roches n'appellent pas de commentaires particuliers, il n'en est pas de même de l'interprétation des résultats. Nous croyons qu'il sera utile de consacrer un court chapitre à ce sujet.

CHAPITRE IX

INTERPRÉTATION DES ANALYSES. LA MÉTHODE DES NORMES MOLÉCULAIRES

De bonne heure le pétrographe a tenté de rendre plus suggestifs les résultats bruts de l'analyse, soit en diminuant le nombre des postes grâce à l'emploi de certains paramètres, soit en employant des méthodes graphiques. La méthode des paramètres magmatiques, mise au point par P. NIGGLI en 1923 (38) à peu à peu supplanté les autres systèmes, elle est trop connue pour que nous insistions.

Une autre cause de développement des calculs pétrochimiques réside dans le phénomène de l'hétéromorphisme. Par leur méthode de calcul normatique H. S. WASHINGTON et ses collaborateurs (15) ont fait dans ce domaine œuvre de pionniers. Ils nous ont montré comment, à partir d'une même composition chimique, il était possible d'imaginer plusieurs normes différentes dont une seule correspondait au mode.

Au cours des dix dernières années, P. NIGGLI a mis au point une méthode de calcul normatique, dite méthode des normes moléculaires, qui répond beaucoup mieux aux exigences de la pétrographie

actuelle. C'est la méthode que nous avons utilisée dans ce travail. Comme il n'en existe encore aucun aperçu en langue française, nous pensons qu'il n'est pas superflu d'en présenter un court résumé. Nous n'avons pas l'intention de mettre le lecteur à même d'effectuer tous les calculs normatifs; nous espérons seulement lui permettre de comprendre les symboles employés ainsi que le sens des calculs et des graphiques.

§ 1. La méthode des normes moléculaires

Les premiers principes de cette méthode ont été énoncés en 1933 (40), mais c'est seulement trois ans plus tard qu'a paru le premier exposé complet dans le Bulletin suisse de Minéralogie et de Pétrographie (41). Dans la monographie de C. BURRI et P. NIGGLI sur les roches éruptives récentes du bassin méditerranéen, nous trouvons, au début de l'ouvrage et en appendice, une mise au point accompagnée de nombreux exemples (10).

Rappelons pour commencer l'essentiel de la méthode normative américaine. On divise les pour-cent d'oxydes par leurs poids moléculaires respectifs, ce qui nous donne, multipliés par 1000, les nombres moléculaires. On forme dans un certain ordre, à partir de ces nombres moléculaires, les minéraux normatifs; la multiplication du nombre de molécules de chacun d'eux par le poids moléculaire correspondant permet d'obtenir directement la composition normative pondérale de la roche.

C'est lorsque l'on veut passer d'une norme à une autre que les difficultés surgissent, car il faut revenir à la composition moléculaire, effectuer les transformations nécessaires, et reconvertir les résultats en pour-cent pondéraux. La méthode est ainsi longue et compliquée; son manque de souplesse restreint ses possibilités d'application.

P. NIGGLI a recherché une méthode qui n'utilise que les proportions moléculaires. Une question se pose alors: dans quelle mesure les proportions moléculaires des minéraux correspondent-elles aux proportions pondérales (ou volumétriques)? Il semble que nous soyons devant un dilemme: résultats pondéraux exacts, mais procédé trop rigide, ou résultats moléculaires, procédé plus souple, mais danger d'une discordance appréciable avec la composition pondérale. Est-il possible de sortir de ce dilemme?

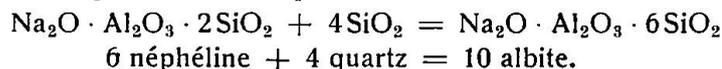
Si les poids moléculaires de tous les minéraux étaient égaux, les deux compositions, pondérales et moléculaires, seraient équivalentes. Or les poids moléculaires dépendent de l'unité de formule choisie

et sont arbitraires (seules les proportions des différents éléments importent), il suffit donc de les choisir de telle façon qu'ils soient aussi peu différents que possible les uns des autres. P. NIGGLI propose de s'en tenir à la règle suivante:

L'unité de formule d'un minéral contiendra un nombre donné, égal pour tous les minéraux, d'atomes d'éléments électropositifs. On convient de choisir ce nombre égal à 1.

Ainsi la formule ou équivalent de l'orthose ne sera pas $K_2O \cdot Al_2O_3 \cdot 6SiO_2$ (poids moléculaire: 556,3) ni $KAlSi_3O_8$ (poids moléculaire: 278,1) mais $1/10(K_2O \cdot Al_2O_3 \cdot 6SiO_2)$ (poids moléculaire: 55,6). La formule de la forstérite sera $1/3(2MgO \cdot SiO_2)$, etc. En général on ne tient pas compte des ions tels que O, CO_2 , F, Cl etc. ou d' H_2O , qui, au cours des transformations, sont souvent apportés du dehors ou au contraire perdus par la roche.

Cette convention a pour conséquence que les deux membres d'une équation minéralogique ont la même somme de coefficients. Par exemple la formation d'albite à partir de la néphéline s'écrit:



L'intérêt tout particulier de cette règle réside dans le fait que, pour la plupart des minéraux, les poids moléculaires (et volumes moléculaires) ainsi obtenus diffèrent relativement peu les uns des autres, de sorte que les divergences entre composition pondérale et composition moléculaire sont suffisamment petites pour rentrer dans les limites d'erreurs inhérentes aux analyses et aux intégrations microscopiques au moyen de la platine de Shand. Le pourquoi de ce phénomène n'est pas encore entièrement connu; certaines lois géochimiques (répartition primaire des divers éléments dans l'écorce terrestre) et certaines lois cristallochimiques (groupement des atomes dans les minéraux) doivent être à son origine. Toujours est-il que le grand avantage de cette méthode a deux causes: d'une part le choix judicieux des équivalents, d'autre part l'existence de certaines lois naturelles.

Maintenant que nous avons expliqué le principe fondamental de la méthode, voyons comment procède NIGGLI.

Un premier pas consiste à obtenir les proportions atomiques d'oxydes. Pour cela on divise les pour-cent d'oxydes par leur poids atomique (poids moléculaire/nombre d'atomes métalliques) et on multiplie les résultats par 1000.

Un second pas réside dans la formation, selon certaines règles, dans un ordre donné, d'un nombre bien défini de combinaisons, dites combinaisons de base. Ces combinaisons de base formeront les matériaux de construction de toute norme. Il s'agit soit de minéraux communs (p. ex. quartz), soit d'espèces rares (kaliophélite), soit de combinaisons qui ne se rencontrent pas dans la nature (aluminate de chaux). Ces combinaisons sont aussi pauvres que possible en silice, leur degré de silification est minimum. L'ensemble de ces combinaisons forme la base d'une roche donnée, une sorte de norme très simplifiée, idéale, contenant beaucoup de quartz libre et, sauf exception, ne correspondant à aucune paragenèse réelle, ni même possible. Cette base permet aussi de comparer les différentes roches entre elles.

Voici, à titre d'indication, les principales combinaisons de base. On relèvera que leurs poids moléculaires présentent déjà de bien moins grands écarts

que ceux des oxydes. Chaque combinaison est affectée d'un symbole débutant par une majuscule:

Formule	Nom	Symbole	Poids moléculaire (Equivalentgewicht)
KAlSiO ₄	Kaliophilite	Kp	52,7
NaAlSiO ₄	Néphéline	Ne	47,4
CaAlAlO ₄	Aluminate de chaux	Cal	52,7
MgAlAlO ₄	Spinelite	Sp	47,4
FeAlAlO ₄	Hercynite	Hz	57,9
KKSiO ₃	Silicate de K	Ks	51,4
NaNaSiO ₃	Silicate de Na	Ns	40,7
CaCaSiO ₄	Orthosilicate de chaux	Cs	57,4
MgMgSiO ₄	Forstérite	Fo	46,9
FeFeSiO ₄	Fayalite	Fa	67,9
AlAlO ₃	Corindon	C	51,0
FeFeO ₃	Hématite	Hm	79,8
SiO ₂	Quartz	Q	60,1
TiO ₂	Rutile	Ru	79,9
Ca ₃ P ₂ O ₈	Phosphate de chaux	Cp	62,1
Fe ₂ '''SiO ₅	Ferrisilicate	Fs	73,2
CaCO ₃	Calcite	Cc	100,0

Le troisième pas, enfin, réside dans l'élaboration des normes. On procède généralement de la manière suivante: une certaine paragenèse, considérée comme la plus probable pour les roches profondes, est surnommée *catanorme standard*. On forme les minéraux choisis pour cette norme, suivant un ordre déterminé, en combinant dans les proportions requises les combinaisons de base.

La norme standard nous propose une paragenèse plus ou moins arbitraire, pouvant différer beaucoup de celle du mode, mais qui est en tous cas possible, car elle ne contient que des minéraux réels en associations compatibles. Elle permet en quelque sorte de mesurer l'écart qui sépare la constitution minérale réelle de la roche de la constitution qui normalement devrait correspondre au chimisme total. Elle favorise, souvent mieux que la base, la découverte d'analogies entre deux roches apparemment très différentes.

La méthode permet d'établir de nombreuses autres normes; nous les obtenons soit directement à partir de la base, soit, plus élégamment, au moyen d'équations de transformation à partir de la norme standard. Une de ces normes, surnommée par NIGGLI *épiforme standard*, nous montre quels nouveaux minéraux se formeraient, si la roche envisagée était placée dans l'épizone. Remarquons que la méthode est particulièrement bien adaptée à l'étude de tous les phénomènes de métamorphisme, métasomatisme et altération séculaire. Une paragenèse, que l'on peut appeler la *norme modale*, tente de coïncider autant que possible avec le mode. Outre la valeur vérificatrice de ce dernier calcul, il permet parfois de trouver la constitution d'un minéral complexe, lorsqu'on connaît celle des autres minéraux caractéristiques du mode (par exemple: hornblende d'amphibolite, verre de basalte, etc.).

Nous n'avons indiqué que quelques exemples de l'emploi de cette nouvelle méthode des normes moléculaires. Il ne faudrait pas croire qu'elle rem-

place les paramètres magmatiques de NIGGLI, bien au contraire elle continue et complète cette première technique. On peut du reste, au moyen de formules de transformation appropriées, passer directement des paramètres magmatiques aux combinaisons de base.

La méthode moléculaire ne se borne pas à établir des normes; il est possible, à partir de la base, de calculer rapidement certaines valeurs caractéristiques fournissant des graphiques suggestifs sous forme de représentation en triangle. Trois de ces graphiques sont particulièrement importants.

a) Dans le premier, on réunit sous le symbole L les éléments leuocrates, sous M les éléments mélanocrates, sous Q le quartz. Plus précisément:

$$\begin{aligned} Q &= Q \\ L &= Kp + Ne + Cal \\ M &= Cs + Fo + Fa + Fs + Ru. \end{aligned}$$

Chacun de ces paramètres occupe le sommet d'un triangle, à l'intérieur duquel la roche est représentée par un point. Le diagramme QLM permet de se rendre compte de la basicité de la roche et de son «alcalinité» mesurée par L.

b) Dans un second graphique l'analyse se fait plus précise. On emploie le triangle Kp-Ne-Cal, qui permet de représenter le rapport de la potasse, de la soude et de la chaux liées à l'alumine, ou, ce qui dans beaucoup de cas revient au même, la composition du feldspath normatif. On peut trouver rapidement le point représentatif d'une roche dans ce diagramme en portant sur un côté du triangle les valeurs de k (qui exprime la quantité relative de potasse et fait partie intégrante des anciens paramètres magmatiques) et sur un autre côté la nouvelle valeur $\pi = \frac{Cal}{Ne + Kp + Cal}$ c.-à-d. le rapport de la chaux feldspathisable à l'ensemble chaux, potasse et soude feldspathisables. On trace alors, à partir du sommet Cal, des lignes divergentes aboutissant aux différentes valeurs de k portées sur le côté opposé; parallèlement à ce côté d'autres lignes indiquent les variations de π . Les points d'intersection de ces deux systèmes de droites permettent de marquer avec l'approximation désirée les points représentatifs des roches.

C'est dans ce triangle $k-\pi$ que s'expriment les divergences entre albitites et aplites ordinaires, entre spilites et basaltes, entre kéraatophyres ordinaires et kéraatophyres potassiques.

c) Un troisième triangle nous renseigne sur la proportion des divers éléments mélanocrates; c'est le diagramme Mg (Fo)—Fe(Fa + Fe)—Ca(Cs), rappelons que Cs représente la chaux non liée à l'alumine. Ce triangle est identique au triangle $mg-\gamma$ où mg = proportion relative de magnésium au total fer + magnésium + manganèse et $\gamma = \frac{Cs}{Cs + Fa + Fo + Fs}$. Les différences entre pyroxénites et dunites, entre spilites chloritiques et spilites à hématite s'expriment clairement dans ce diagramme.

Il faudrait, pour être complet, parler d'autres paramètres utilisés à des fins plus spéciales, examiner la portée et la signification de ces diagrammes dans l'étude des phénomènes de différenciation, voir quelles positions, points ou champs, occupent les différents minéraux à l'intérieur des triangles, etc.

Aussi n'avons-nous nullement la prétention d'avoir exposé la méthode des normes moléculaires, mais uniquement ses principes.

CHAPITRE X

ANALYSES DE DIABASES PROVENANT DES RÉGIONS ÉTUDIÉES

On trouvera ci-dessous des analyses chimiques de diabases provenant des Préalpes romandes, de la zone d'Arosa et de la Basse Engadine. A titre de comparaison, nous y avons ajouté quelques analyses de gabbro provenant de l'Oberhalbstein et du Samnaun. Une partie de ces données se trouvent déjà dans la monographie de C. BURRI et P. NIGGLI sur les ophiolites (10), nous les avons alors complétées et regroupées.

Nous avons réuni dans un tableau les résultats bruts des analyses, exprimés en pour-cent pondéraux d'oxydes ainsi que les noms des analystes.

Ensuite nous reprenons une à une chaque analyse, en les groupant par régions. Nous indiquons l'origine de l'échantillon, sa composition minéralogique (brève diagnose microscopique), les paramètres de NIGGLI, la base calculée avec et sans carbonate, les valeurs Q, L, M, calculées avec et sans carbonate, le type de magma (42), l'excès d'alumine restant après avoir formé les feldspaths.

Tableau I

	1	2	3	4	5	6
SiO ₂	52,21	59,09	52,43	47,16	56,62	35,33
Al ₂ O ₃	15,64	26,69	15,32	15,84	16,01	15,21
Fe ₂ O ₃	2,30	3,86	1,37	5,66	3,17	3,89
FeO	6,46	—	8,35	5,68	2,32	11,06
MnO	0,05	—	0,10	0,14	0,07	0,32
MgO	6,46	3,52	6,33	6,36	3,17	13,46
CaO	3,34	0,66	1,09	5,52	4,64	4,03
Na ₂ O	4,45	5,96	5,15	5,61	8,41	0,59
K ₂ O	0,85	0,44	0,12	0,44	0,58	2,19
TiO ₂	1,95	—	3,97	2,02	1,89	3,44
P ₂ O ₅	0,08	—	0,29	0,30	tr.	0,19
H ₂ O+	4,42	(6,6*)	5,16	3,47	2,08	8,72
H ₂ O-	0,20	—	0,50	0,11	0,06	0,24
CO ₂	2,12	—	tr.	2,07	1,59	1,10
Tot.	100,53	100,22	100,18	100,38	100,61	99,77
Anal.:	M. VUAGNAT	LACROIX	H. GRUNAU	M. VUAGNAT	M. VUAGNAT	M. VUAGNAT

* Perte au feu totale.

	7	8	9	10	11	12
SiO ₂	43,90	46,72	46,84	45,40	49,68	43,45
Al ₂ O ₃	25,03	10,61	13,14	14,87	15,78	16,00
Fe ₂ O ₃	1,30	4,43	5,75	6,65	5,63	1,98
FeO	1,42	10,52	0,73	6,28	5,45	6,36
MnO	0,10	0,24	—	—	—	—
MgO	5,16	7,42	10,96	7,98	5,31	8,93
CaO	13,58	7,24	14,38	5,30	6,48	6,59
Na ₂ O	2,75	4,76	3,56	3,19	5,07	4,15
K ₂ O	0,60	0,71	0,45	2,62	0,43	0,93
TiO ₂	0,11	3,91	0,47	2,08	2,04	2,44
P ₂ O ₅	0,17	0,25	—	—	—	—
H ₂ O +	5,69	3,31	3,38	5,07	3,22	4,35
H ₂ O -	0,07	0,07	0,23	0,37	0,26	0,15
CO ₂						4,37
Tot.	99,88	100,19	99,89	99,81	99,35	99,70
Anal.:	L. HEZNER	J. JAKOB	L. HEZNER	O. ZÜST	O. ZÜST	L. HEZNER

	13	14	15	16	17	18
SiO ₂	46,82	49,64	45,97	49,58	48,54	45,22
Al ₂ O ₃	14,18	17,02	14,49	13,84	15,85	14,38
Fe ₂ O ₃	6,20	5,51	9,12	6,21	5,84	6,75
FeO	4,62	3,69	3,54	3,56	4,63	5,00
MnO	—	—	—	—	—	—
MgO	7,70	6,96	6,86	6,74	9,16	6,58
CaO	7,97	3,52	7,46	10,59	2,19	11,13
Na ₂ O	3,42	4,93	4,72	4,40	5,10	4,43
K ₂ O	3,48	0,97	0,59	0,92	0,64	0,63
TiO ₂	1,66	2,02	2,82	1,54	2,08	1,96
P ₂ O ₅	—	—	—	—	—	—
H ₂ O +	2,38	1,12	4,13	2,77	4,15	1,92
H ₂ O -	0,14	0,24	0,43	0,01	0,14	0,25
CO ₂	1,43	4,05			1,47	1,78
Tot.	100,00	99,67	100,04	100,16	99,79	100,03
Anal.:	L. HEZNER					

	19	20		19	20
SiO ₂	51,14	29,46	K ₂ O	0,62	0,51
Al ₂ O ₃	15,88	16,95	TiO ₂	2,15	3,01
Fe ₂ O ₃	2,39	5,23	P ₂ O ₅	0,26	tr.
FeO	5,15	15,53	H ₂ O +	3,01	9,64
MnO	0,09	0,10	H ₂ O -	0,12	0,11
MgO	6,02	16,08	Tot.	100,49	100,43
CaO	9,16	2,97			
Na ₂ O	4,50	0,84			

M. VUAGNAT M. VUAGNAT

Tableau II

Paramètres de NIGGLI, bases, valeurs pour les graphiques, magmas. Renseignements sur l'échantillon analysé.

1. Diabase grossièrement intersertale de l'Oeschseite (Saanenmöser, canton de Berne).

Mode: albite séricitisée, fraîche; chlorite, sphène et minéral opaque, carbonate. Voir p. 145, analyse à la platine de Shand.

Paramètres		Base I	Base II	Valeurs I	Valeurs II		
si	152	Q	34,2	33,7	Q	34,2	33,7
al	26,5	Kp	3,1	3,3	L	29,6	38,9
fm	49	Ne	24,7	25,4	M	36,3	27,6
c	10,5	Cal	1,8	10,2			
alk	14	Sp	10,5	2,4	π	0,06	0,26
		Fs	2,5	2,6	γ	0	0
ti	4,2	Fa	7,7	7,9			
CO ₂	8,5	Fo	8,6	13,1			
H ₂ O	17,5	Ru	1,4	1,4			
p	0,2	Cc	5,5	—			
mg	0,57	Cp	0,1	0,1			
k	0,11						

Excès d'alumine: $al - (c + alk) = 2$.

Magma: mugéaritique, al plus élevé; k plus bas.

On remarquera que les résultats d'analyse confirment la détermination microscopique. Présence de Sp qui entre dans la chlorite.

Remarque: La base et les valeurs I sont obtenues en formant de la calcite, comme si CO₂ était primaire. Les valeurs et la base II correspondent à un CO₂ secondaire (p₄ ex.: altération), le Ca ayant été primairement lié au silicium.

2. Variolite des Fenils. Pas de détails, voir (49).

Paramètres		Base	Valeurs de graphique		
si	195	Q	42,2	Q	42,2
al	51,5	Kp	1,5	L	34,4
fm	26,5	Ne	31,0	M	23,5
c	2,5	Cal	1,9		
alk	19,5	Sp	14,2	π	0,05
		H _z	7,8	γ	0
H ₂ O	72	C	1,1		
mg	0,64				
k	0,04	$al - (c + alk) = 29$			

Magma: se rapproche du mugéaritique, mais il en diffère passablement.

Cette analyse est presque certainement inexacte, l'alumine est trop élevée pour une roche éruptive et donne cette base curieuse qui va jusqu'au corindon. Il s'agit très probablement d'une analyse de variolites, avec mauvaise séparation du fer et de l'alumine. Il serait intéressant de posséder de nouvelles analyses du même bloc.

3. Diabase intersertale du Jaunpass. Voir (22).

Mode: Albite, chlorite, sphène, apatite.

Paramètres		Base		Valeurs de graphique	
si	161	Q	33,2	Q	33,2
al	27,5	Kp	0,5	L	34,1
fm	53,5	Ne	31,3	M	32,9
c	3,5	Cal	2,3		
alk	15,5	Sp	8,0	π	0,07
		Fs	1,5	γ	0
ti	9,2	Fa	10,1		
p	0,37	Fo	9,8		
		Ru	2,9		
mg	0,57	Cp	0,6		
k	0,01	al — (c + alk)	= 8,5		

Magma: se rapproche du mugéaritique, mais il en diffère passablement. [m]

Remarque la composition intermédiaire de la chlorite qui se traduit par: Sp, Fo, Fa à peu près égaux. L'albite est très pure, et k extraordinairement bas.

4. Cœur d'un coussin du Hörnli (Arosa).

Mode: Albite, chlorite, sphène et minéral opaque; carbonate et granules indéterminables.

Paramètres		Base I		Base II		Valeurs I		Valeurs II	
si	119	Q	25,3	24,6	Q	25,3	24,6		
al	23,5	Kp	1,5	1,6	L	39,7	43,6		
fm	47	Ne	30,7	31,5	M	34,9	31,8		
c	15	Cal	7,5	10,5					
alk	14,5	Cs	—	2,8	π	0,19	0,24		
		Sp	2,7	—	γ	0	0,09		
ti	3,5	Fs	6,0	6,1					
p	0,6	Fa	6,7	6,9					
h ₂ O	30	Fo	12,2	13,9					
CO ₂	7	Ru	1,4	1,5					
mg	0,51	Cp	0,6	0,6					
k	0,04	Cc	5,3	—					

Magma: mugéaritique, k bas.

Rem.: Même après formation de la calcite et du sphène il reste un peu de c; peut-être les granules indéterminables sont-ils en partie de l'épidote?

5. Bord sphérolitique du même pillow au Hörnli.

Mode: fibres feldspathiques et granules, sphène pro parte. Grain ultra-fin.

Paramètres		Base I		Base II		Valeurs I		Valeurs II	
si	176	Q	31,0	30,6	Q	31,0	30,6		
al	29,5	Kp	2,0	2,0	L	48,9	49,9		
fm	28,5	Ne	44,4	45,3	M	20,2	19,6		
c	15,5	Cal	2,5	2,6					
alk	26,5	Cs	2,6	5,6	π	0,05	0,05		
		Fs	3,3	3,3	γ	0,17	0,31		
ti	4,3	Fa	2,6	2,7					
h ₂ O	22	Fo	6,5	6,7					
CO ₂	7	Ru	1,3	1,3					
mg	0,52	Cc	3,9	—					
k	0,04								

Magma: natronsyénitique normal.

Rem.: Là également, si on admet l'albite absolument pure, il faut admettre la présence d'une minime quantité d'épidote.

6. Matrice du même pillow du Hörnli.

Mode: chlorite probablement avec minéral du groupe des micas. Grains de sphène.

Paramètres		Base I	Base II	Valeurs I	Valeurs II		
si	74	Q	17,6	17,0	Q	17,6	17
al	19	Kp	8,5	8,6	L	20,6	25,5
fm	68	Ne	3,5	3,5	M	62,5	57,5
c	9	Cal	8,0	13,4			
alk	4	Sp	13,4	8,2	π	0,40	0,53
ti	5,4	Fs	4,5	4,5	γ	0	0
p	0,1	Fa	14,1	14,3			
h ₂ O	61	Fo	24,4	27,3			
co ₂	3	Ru	2,6	2,8			
mg	0,62	Cp	0,4	0,4			
k	0,70	Cc	3,1	—			
		al - (c + alk) = 6					

Magma: Péridotique riche en al (39).

Rem.: De nouveau chlorite intermédiaire. La matrice, extérieure au pillow, ne contient certainement plus de varioles.

7. Gabbro, au-dessus de Marmorera. Route du Julier.

Oberhalbstein. Voir (14). Saussuritisé.

Paramètres		Base	Valeurs de graphique	
si	104	Q	30,3	
al	35	Kp	2,2	
fm	23,5	Ne	15,4	
c	34,5	Cal	33,7	
alk	7	Cs	3,9	
ti	2	Fs	1,4	
p	0,17	Fa	1,8	
h ₂ O	45	Fo	11,1	
mg	0,78	Ru	0,1	
k	0,12	Cp	0,3	
			π	0,66
			γ	0,24

Magma: anorthositgabbroïde.

Rem.: La très haute valeur de c, se traduisant par une grande quantité de Cal et de Cs.

8. Gabbro albitique. Val Savriez. Oberhalbstein (14).

Mode: albite, hornblende, augite, biotite, ilménite, magnétite, sphène, apatite. épidote, chlorite.

Paramètres		Base	Valeurs de graphique	
si	110	Q	21	
al	14,5	Kp	2,6	
fm	55	Ne	26,8	
c	18,5	Cal	3,4	
alk	12	Cs	9,0	
ti	6,9	Fs	4,9	
p	0,3	Fa	13,0	
h ₂ O	26	Fo	16,0	
mg	0,48	Ru	2,9	
k	0,09	Cp	0,6	
			π	0,10
			γ	0,27

Magma: kaulaitique.

Rem.: Ce gabbro représente, en ce qui concerne la chaux, une tendance opposée au précédent. L'échantillon provient d'une partie mélanocrate (cf. (14) p. 269).

9. Gabbro du Bürkelkopf, Samnaun. Basse Engadine (21).

Mode: Andésine basique saussuritisée, diallage.

Paramètres		Base		Valeurs de graphique	
si	97	Q	21,5	Q	21,5
al	16	Kp	1,7	L	32,3
fm	44,5	Ne	19,4	M	46,2
c	32	Cal	11,2	π	0,34
alk	7,5	Cs	16,0	γ	0,35
ti	0,74	Fs	6,1		
mg	0,77	Fa	0,8		
k	0,8	Fo	23,0		
		Ru	0,3		

Magma: c-gabbrothéralithique.

Rem.: Ce gabbro appartient certainement à la série ophiolitique.

10. Diabase d'Ardez. Basse Engadine (21).

Mode: plagioclase, augite, sphène, ilménite.

Paramètres		Base		Valeurs de graphique	
si	110	Q	23,6	Q	23,6
al	21	Kp	9,7	L	39,7
fm	53,5	Ne	18,2	M	36,6
c	14	Cal	11,8	π	0,30
alk	11,5	Cs	2,4	γ	0,07
ti	3,8	Fs	7,4		
mg	0,54	Fa	7,8		
k	0,35	Fo	17,5		
		Ru	1,5		

Magma: Na-lamprosyénitique.

Rem.: La haute teneur en potasse (k!) est peut-être secondaire et due à la séricitisation.

11. Spilite de la route en dessous d'Ardez (21).

Mode: très fin. Faciès bordier de la diabase.

Paramètres		Base		Valeurs de graphique	
si	130	Q	28,4	Q	28,4
al	24,5	Kp	1,6	L	41,8
fm	44	Ne	28,4	M	29,9
c	18	Cal	11,8	π	0,28
alk	13,5	Cs	4,2	γ	0,15
ti	4,0	Fs	6,1		
mg	0,48	Fa	6,6		
k	0,6	Fo	11,5		
		Ru	1,5		

Magma: mugéaritique.

Rem.: Il est probable que cette roche correspond à ce que nous appelons diabase arborescente.

12. Variolite de la route au-dessous d'Ardez (21).

Mode: Chlorite, feldspath, sphène, calcite.

Paramètres		Base I	Base II	Valeurs I	Valeurs II
si	105	Q 24,3	22,8	Q 24,3	22,8
al	23	Kp 3,4	3,6	L 29,2	41,9
fm	49	Ne 22,6	24,0	M 46,5	35,3
c	17	Cal 3,2	14,3		
alk	11	Sp 10,3	—	π 0,11	0,34
ti	4,5	Cs —	3,4	γ 0	0,09
co ₂	14,5	Fs' 2,1	2,2		
mg	0,67	Fa 7,6	8,0		
k	0,13	Fo 13,6	19,9		
		Ru 1,7	1,8		
		Cc 11,2	—		

Magma: Essexit-gabbroïde, pauvre en c.

Rem.: Il est regrettable que l'on ignore les proportions de varioles et de matrice. Il s'agit vraisemblablement (valeurs de sp, fo, fa) d'un mélange des deux parties en proportions sensiblement égales.

13. Schiste spilitique d'Aschéra. Basse Engadine (21).

Mode: plagioclase, séricite, chlorite, sphène, calcite, le tout très fin.

Paramètres		Base I	Base II	Valeurs I	Valeurs II
si	111	Q 22,9	22,4	Q 22,9	22,4
al	19,5	Kp 12,5	12,8	L 39,2	40,1
fm	47,5	Ne 18,8	19,3	M 37,8	37,6
c	20	Cal 7,9	8,0		
alk	13	Cs 5,2	8,2	π 0,20	0,20
ti	2,9	Fs 6,6	6,7	γ 0,16	0,23
co ₂	4,5	Fa 5,4	5,5		
mg	0,57	Fo 15,7	16,0		
k	0,40	Ru 1,2	1,2		
		Cc 3,7	—		

Magma: lamprosommatique.

Rem.: Il est probable que cette analyse correspond à la roche porphyrique (phénocristaux: plagioclases et amphiboles) décrite plus haut (p. 154). Le haut k paraît secondaire et dû à la séricitisation.

14. Diabase du pied de la colline de Tarasp (21).

Mode: plagioclase, chlorite, sphène, calcite.

Paramètres		Base I	Base II	Valeurs I	Valeurs II
si	135	Q 30,6	29,4	Q 30,6	29,4
al	27	Kp 3,6	3,7	L 29,8	42,4
fm	48	Ne 26,3	27,7	M 39,5	28,2
c	10,5	Cal —	11,0		
alk	14,5	Sp 12,7	2,4	π 0	0,26
ti	2,3	Fs 5,7	6,0	γ 0	0
co ₂	15	Fa 4,2	4,4		
mg	0,59	Fo 5,5	13,9		
k	0,12	Ru 1,4	1,5		
		Cc 10,1	—		

Magma: Na-Lamprosyénitique.

Rem.: Le calcium ne suffit pas à saturer le CO₂, il faut former un peu de dolomite. Cela exclut la possibilité d'oligoclase-andésine ou même d'albite-oligoclase. Correspond probablement à la variété chloritique (haut Fo).

15. Diabase au-dessous de Remüs. Basse Engadine (21).

Mode: plagioclase, augite, chlorite, épidote, sphène.

Paramètres		Base		Valeurs de graphique	
si	111	Q	23,2	Q	23,2
al	20,5	Kp	1,9	L	39,2
fm	48,5	Ne	26,8	M	37,5
c	19,5	Cal	10,5	π	0,27
alk	11,5	Cs	6,3	γ	0,18
ti	5,1	Fs	10,0		
mg	0,51	Fa	4,3		
k	0,06	Fo	14,9		
		Ru	2,0		

Magma: mélagabbrodioritique.

Rem.: Il subsiste un doute sérieux sur la nature vraiment ophiolitique de la roche analysée. Elle n'est probablement pas d'âge mésozoïque.

16. Diabase du Piz Mondin. Basse Engadine (21).

Mode: Augite, plagioclase, sphène, épidote, chlorite, hornblende. Porphyrique.

Paramètres		Base		Valeurs de graphique	
si	118	Q	25,6	Q	25,6
al	19,5	Kp	3,4	L	37
fm	42	Ne	24,2	M	37,5
c	27	Cal	9,4	π	0,25
alk	11,5	Cs	11,2	γ	0,31
ti	2,8	Fs	6,6		
mg	0,57	Fa	4,3		
k	0,12	Fo	14,3		
		Ru	1,1		

Magma: gabbrothéralithique.

Rem.: Il s'agit peut-être d'une roche appartenant à un niveau tectonique inférieur à celui des autres ophiolites analysées ici.

17. Diabase de l'Alp Champatsch, Nordriff. Basse Engadine (21).

Mode: Plagioclase, chlorite, sphène, calcite.

Paramètres		Base I		Base II		Valeurs I		Valeurs II	
si	125	Q	27,1		26,8	Q	27,1		26,8
al	24	Kg	2,4		2,4	L	31,4		37,7
fm	56,5	Ne	28,0		28,5	M	41,6		35,6
c	6	Cal	1,0		6,8	π	0,03		0,18
alk	13,5	Sp	10,2		4,8	γ	0		0
ti	4,0	Fe	6,2		6,3				
co ₂	5	Fa	5,6		5,6				
mg	0,63	Fo	14,3		17,4				
k	0,08	Ru	1,5		1,5				
		Cc	3,8						

al - (c + alk) = 4,5

Magma: La roche ne correspond à aucun type magmatique connu.

Rem.: Nous trouvons là une variété de diabase très pauvre en chaux. Le plagioclase est certainement de l'albite.

18. Diabase de l'Alp Champatsch, Südriff. Basse Engadine (21).

Mode: Plagioclase, augite, chlorite, épidote, sphène.

Paramètres	Base I	Base II	Valeurs I	Valeurs II
si 103	Q 21,9	21,4	Q 21,9	21,4
al 19	Kp 2,2	2,3	L 37,0	38,0
fm 43,5	Ne 24,2	24,8	M 41,0	40,8
c 27	Cal 10,6	10,9		
alk 10,5	Cs 8,1	11,8	π 0,29	0,29
ti 3,5	Fs 7,2	7,4	γ 0,23	0,30
co ₂ 5,5	Fa 5,9	5,9		
mg 0,52	Fo 13,9	14,3		
k 0,08	Ru 1,4	1,4		
	Cc 4,5	—		

Magma: gabbrothéralitique.

Rem.: Les n^o 18, 19, 20 représentent des parties différenciées d'un même affleurement. Le 18. correspond à la diabase grossière, donc au cœur d'un très grand coussin.

19. Diabase de l'Alp Champatsch, Südriff. Bord sphérolitique de pillow (= varioles).

Mode: trop fin pour être déterminable, Probablement plagioclase, sphène, augite?

Paramètres	Base	Valeurs de graphique
si 131	Q 30,0	Q 30,0
al 24	Kp 2,2	L 39,9
fm 39	Ne 24,6	M 30,3
c 25	Cal 13,1	
alk 12	Cs 6,8	π 0,33
ti 4,1	Fs 2,5	γ 0,26
p 0,6	Fo 12,7	
h ₂ O 26	Fa 6,2	
mg 0,59	Ru 1,5	
k 0,08	Cp 0,6	

Magma: Normalgabbrodioritique un peu pauvre en fm.

Rem.: On relèvera la variation très nette entre le n^o 18 et le n^o 19 passablement plus leucocrate.

20. Diabase de l'Alp Champatsch. Matrice de pillow.

Mode: Chlorite, sphène, peu de séricite.

Paramètres	Base	Valeurs de graphique
si 53	Q 9,8	Q 9,8
al 18	Kp 2,0	L 16,7
fm 74	Ne 5,0	M 73,4
c 6	Cal 9,7	
alk 2	Sp 17,4	π 0,58
ti 4	Fs 5,9	γ 0
h ₂ O 58	Fa 19,9	
mg 0,59	Fo 27,9	
k 0,28	Ru 2,3	

Magma: pas de type correspondant. $al - (c + alk) = 10$.

Rem.: Roche se rapprochant de la matrice du coussin d'Arosa. Il est possible qu'une ou deux varioles rendent cette matrice moins pure que dans le cas précédent, en effet nous l'avons prise en partie entre les varioles, qui étaient petites et difficilement discernables à la loupe.

CHAPITRE XI

LE PROBLÈME DES SPILITES ET DES PILLOW LAVAS

L'étude de ce groupe de diabases non métamorphiques a montré que beaucoup de types se distinguaient par deux caractères: une composition particulière (voir analyses et ch. XIII), qui permet de rattacher ces roches au groupe des spilites et la grande fréquence des structures variolitiques et des coussins. Il s'agit maintenant de chercher à quoi tiennent ces particularités.

§ 1. Les spilites

Qu'est-ce qu'une spilite? Tous les auteurs ne s'entendent pas à ce sujet.

Au début spilite désignait surtout des roches de texture et d'habitus particuliers: roches verdâtres, aphanitiques, altérées, abstraction faite de leur composition exacte. Cette définition, due à BRONGNIART (9), tient à l'état de la pétrographie avant l'usage des analyses chimiques et de l'examen en coupe mince. Toutefois elle a persisté assez longtemps: H. ROSEBUSCH (50) dans son traité de pétrographie s'en tient encore au sens primitif, bien que l'on perçoive déjà une certaine évolution; pour nombre d'auteurs suisses du début de ce siècle, U. GRUBENMANN par exemple (21), spilite est surtout un terme de terrain désignant une sorte de diabase très fine.

Ce sont les pétrographes et géologues anglais, plus particulièrement H. DEWEY et J. S. FLETT en 1912 (17), qui ont franchement rompu avec la tradition. Ils redéfinirent le terme de spilite; désormais le caractère déterminant ne fut plus la structure, mais la composition. Tout d'abord la composition chimique: pour une certaine basicité, s'exprimant par un pour-cent assez bas de SiO_2 , la roche spilitique est plus 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 analogue. Puis l'association des minéraux entre aussi en ligne de compte: présence constante d'albite ou d'albite-oligoclase même dans le cas d'une paragenèse augitique, richesse en chlorite et en carbonate. H. DEWEY et J. S. FLETT retiennent enfin divers caractères accessoires, tels que la fréquence des structures variolitiques et en coussins, l'association fréquente avec des adinoles, des lits de cherts et de jaspes, etc. Ces caractères s'appliquent pleinement aux spilites proprement dites et à un moindre degré aux termes de ce que les auteurs anglais nomment la

série spilitique, groupe s'étendant sur un large intervalle de basicité et qui comprend des picrites, des diabases, des minvérites, des diabases quartziques, les spilites, les kéraatophyres, les quartzkéraatophyres, des felsites sodiques et certains granites acides.

Désormais ce sens a prévalu parmi les auteurs qui ont traité des roches spilitiques. L'accord sur les caractères déterminants n'est cependant pas complet, spécialement en ce qui concerne la teneur en chaux. Pour les uns il existe des spilites relativement calciques (N. SUNDIUS (60)), alors que d'autres réservent le nom de spilites aux variétés pauvres en chaux (N. BENSON (6)). Les divergences s'accroissent dans les hypothèses, qui se proposent d'expliquer la genèse de ces roches (composition chimique et surtout association: albite-chlorite-carbonate). Si nous parcourons la littérature, nous trouvons les théories suivantes:

- a) Altération superficielle: P. TERMIER (61).
- b) Métamorphisme régional: N. SUNDIUS pro parte (60).
- c) Métasomatose nettement postérieure à la consolidation: H. DEWEY et J. S. FLETT, J. GILLULY (17, 19).
- d) Métasomatose contemporaine de la consolidation: R. FLAHERTY (18).
- e) Composition et paragenèse primaires des minéraux, avec ou sans assimilation: P. NIGGLI, E. LEHMANN, R. DALY (10, 29, 16).

Si le nombre et la variété des hypothèses apparaissent élevés, il ne faut pas oublier que cela tient à l'imprécision même du terme de spilite. Il est dès maintenant certain que la composition chimique et minéralogique des roches «spilitiques» peu prendre naissance de manières entièrement différentes, qu'il peut y avoir convergence entre deux processus pétrogénétiques, de même qu'il y a convergence en paléontologie entre deux lignées évolutives provenant de souches distinctes. Nous excluons du groupe des spilites les paragenèses et compositions ayant pour origine une altération superficielle ou les phénomènes du métamorphisme de dislocation. Pratiquement cette distinction demandera souvent un grand discernement, soit lors de l'examen de la bibliographie, parce que les ouvrages sur les spilites négligent souvent un des côtés: micrographique, chimique ou géologique du problème, soit lors de l'étude personnelle lorsque deux processus se sont superposés, comme c'est le cas dans les Alpes. Relevons que la distinction que nous venons d'effectuer n'est pas arbitraire, mais qu'elle est en accord avec l'évolution de la notion de spilite, notamment dans les travaux les plus récents (36).

§ 2. Pillow lavas et variolites

Nous avons déjà défini ce que nous entendions par ces structures, cela était nécessaire, car nous n'avons pas trouvé de définitions vraiment complètes chez les auteurs. La plupart se sont contentés d'avancer des hypothèses de genèse encore plus diverses que celles concernant les spilites. A titre d'indication rappelons les principales d'entre elles, qui sont presque toutes discutées dans le magistral ouvrage de J. V. LEWIS (30).

- a) Concrétions.
- b) Altération superficielle.
- c) Fissures de refroidissement.
- d) Dévitrification.
- e) Phénomène analogue à celui des laves cordées.
- f) Phénomène dû à l'intrusion d'un magma très fluide, sous pression, dans du calcaire, généralement accompagné d'assimilation: E. LEHMANN (29).
- g) Mouvements de la lave au sein d'un cratère.
- h) Coulée volcanique subaérienne.
- i) Coulée volcanique subaquatique ou dans des boues.

Actuellement, il semble bien que, certains cas spéciaux mis à part, seules les deux dernières hypothèses peuvent encore être retenues et que la grosse majorité des auteurs donne la préférence à la théorie de la coulée subaquatique. Il est impossible de porter un jugement sur l'hypothèse émise par E. LEHMANN, car il n'est pas sûr que les formes qu'il décrit soient de vrais pillows à structure concentrique.

Remarquons que les partisans de la coulée subaérienne n'ont pas disparu et leurs idées donnent lieu à d'âpres controverses, dont nous trouvons un exemple dans la discussion entre J. S. STARK (53, 54) et H. F. Mc KINSTRY (33) à propos d'une lave en coussins de Borabora dans le Pacifique. Cette discussion aboutit finalement à une question de nomenclature: l'existence et la distinction entre les pillows «typiques» et les pillows «non typiques». Il est probable que bien des mésententes de ce genre seraient évitées, si d'une part les auteurs donnaient une description approfondie et détaillée (accompagnée au besoin d'analyses chimiques) des roches dont ils parlent au lieu de se contenter de traits généraux, macroscopiques et peu précis; si, d'autre part, on évitait d'attacher à un caractère structural un sens étroitement génétique, comme le fait, par exemple, H. G. STEARNS(58).

Bien que souvent liées aux pillows, les varioles sont plus rarement mentionnées. On tente rarement d'expliquer leur formation. Les anciens auteurs les tenaient pour des produits de dévitrification, tandis que A. MICHEL-LEVY y voit déjà l'effet d'un refroidissement rapide.

CHAPITRE XII

GENÈSE DES DIABASES ÉTUDIÉES: CONSTITUTION ET STRUCTURES

Deux phénomènes ont retenu notre attention au cours de cette étude: la constitution spilitique et la structure variolitique et en coussins. Jusqu'à présent nous avons autant que possible tenté de distinguer structure et composition, maintenant il va falloir imaginer un mode de genèse qui explique l'une et l'autre. Ce faisant nous laissons le domaine des faits pour celui des hypothèses.

§ 1. Remarques générales sur les hypothèses pétrogénétiques

Il est d'usage d'opposer les partisans de l'assimilation à ceux de la différenciation magmatique. Toutefois si nous entendons par ce terme le processus décrit par P. NIGGLI dans ses derniers travaux (44) et nommé par l'auteur différenciation gravitative complexe par cristallisation, différenciation et assimilation ne s'excluent pas. D'autre part le processus déterminant est celui de la différenciation; l'assimilation reste la perturbation d'un phénomène plus général, les éléments étrangers étant soumis aux lois de l'évolution magmatique dès le moment où ils sont incorporés au magma.

En outre il n'est pas facile de discerner la part qui revient à ce qui est encore différenciation et à ce qui est déjà métasomatose ou métamorphisme de contact. Nous trouvons tous les termes intermédiaires entre la résorption en cours de cristallisation, l'autométamorphisme contemporain de la consolidation, dû à un résidu formé in situ, et le métamorphisme beaucoup plus tardif, tel celui d'un massif gabbrodioritique par un granite ou des pegmatites provenant bien du même réservoir magmatique primitif, mais à la fin d'une longue période de différenciation. La notion de constitution primaire ou secondaire est en ce sens très relative, il serait souvent juste de dire que telle paragenèse est «plus secondaire» que telle autre.

Habituons-nous enfin à concevoir tous les phénomènes de la genèse des roches (cristallisation dans un magma ou dans une solution, métasomatose, métamorphisme, altération etc.) comme des variations dans le groupement des atomes: «différenciations» de

phases homogènes ou plus rarement homogénéisation de phases multiples. Ce n'est qu'ainsi que pourra s'effectuer la liaison, encore théorique, entre la pétrographie et la cristallographie chimique.

§ 2. La tendance de différenciation spilitique

La composition chimique, la constitution minéralogique et les structures des roches étudiées, offrent de grandes variations qui peuvent se ramener à trois types, dont deux sont nettement indiqués par les analyses.

a) Une variation générale, nous conduit des termes normaux à d'autres plus pauvres en chaux.

b) Une variation très locale, très restreinte dans l'espace, est liée aux coussins.

c) Une variation soit locale, soit plus régionale de la répartition de l'hématite, ne présente pas la régularité de la variation b). Au reste elle paraît bien moins importante que les deux autres.

C'est la première variation qui fera l'objet de ce paragraphe.

Quelques roches du tableau relèvent d'un type chimique «normal», principalement en ce qui concerne la teneur en chaux. Ce sont les gabbros du Bürkelkopf (9) *) et de l'Oberhalbstein (7), les diabases du Südriff de l'Alp Champatsch (18) et du Piz Mondin (16). Par «normal», nous entendons que la composition chimique de ces roches se rapproche de la composition moyenne des gabbros, basaltes et diabases. Il est probable que si l'on pouvait comparer un nombre plus grand d'analyses, on s'apercevrait que même ces roches normales présentent des caractères spéciaux, témoins d'une certaine différenciation propre au magma des ophiolites (10). Nous laisserons de côté cette évolution primordiale, sans doute de longue durée.

A partir de ces roches «normales», nous trouvons des termes, parfois légèrement plus acides, mais essentiellement de plus en plus pauvres en chaux, et de plus en plus riches en soude et en eau, en un mot des termes montrant un chimisme de plus en plus spilitique. Nous avons ainsi une série comprenant la variolite d'Ardez (12), le centre de coussin du Hörnli (4), la diabase de l'Oeschseite (1), celle de Tarasp (14), celle du Nordriff de l'Alp Champatsch (17), pour aboutir aux termes extrêmement pauvres en chaux: roche du Jaunpass (3) et variolite des Fenils (2).

*) Ces chiffres entre parenthèse se rapportent au numéro des analyses.

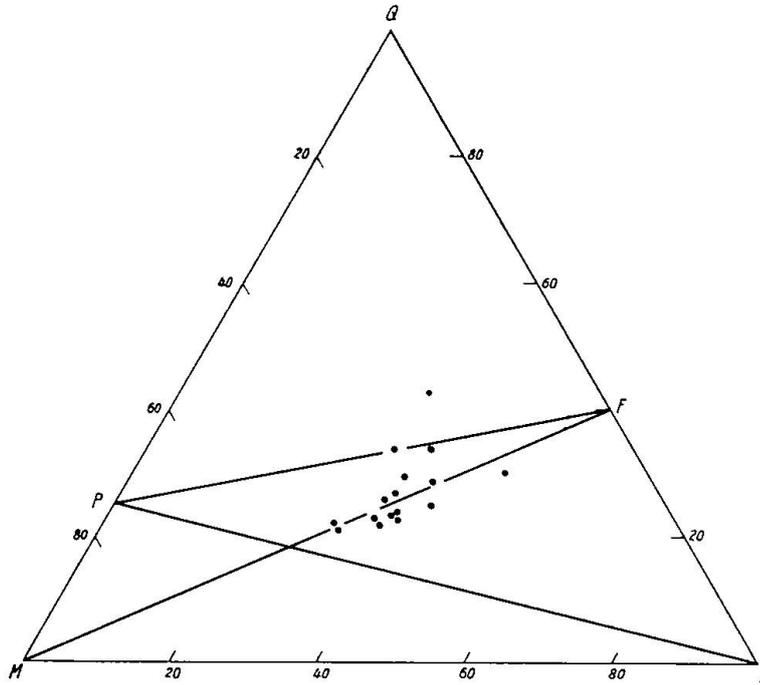


Fig. 19. Différenciation spilitique.
Diagramme Q-L-M. Base sans calcite (CO_2 considéré comme externe).

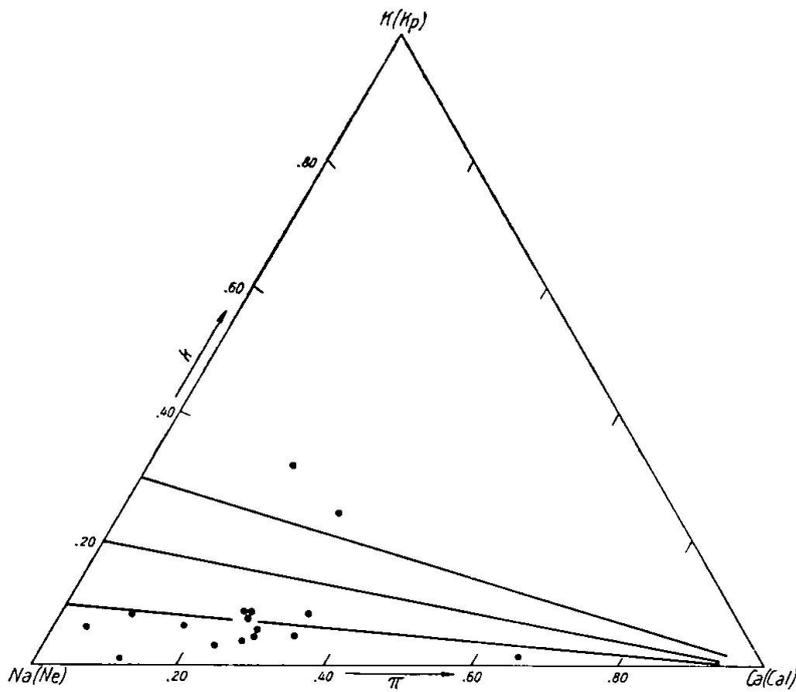


Fig. 20. Différenciation spilitique.
Diagramme Kp-Ne-Cal. Base sans calcite (CO_2 considéré comme externe).

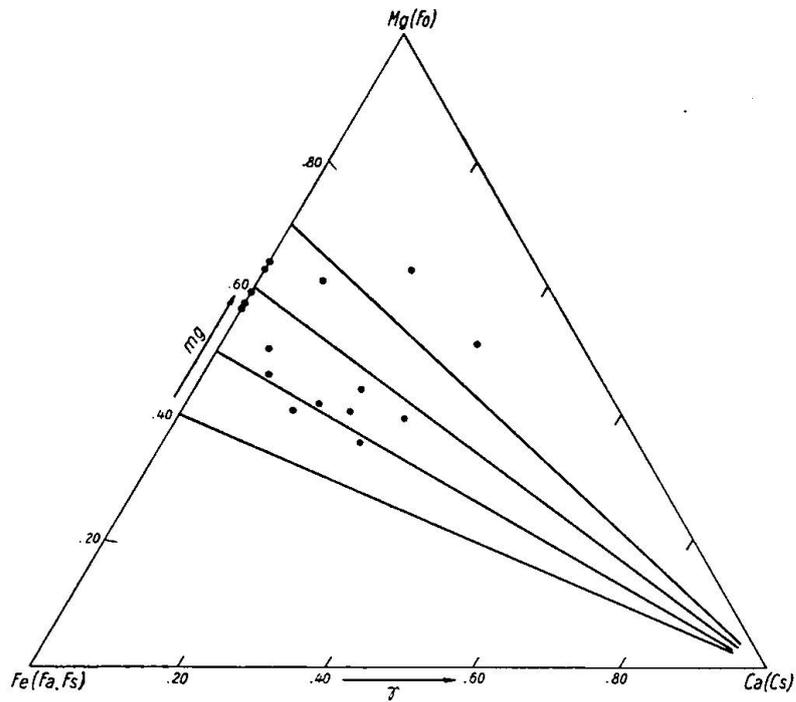


Fig. 21. Différenciation spilitique.

Diagramme Mg-Fe-Ca. Base sans calcite (CO_2 considéré comme externe).

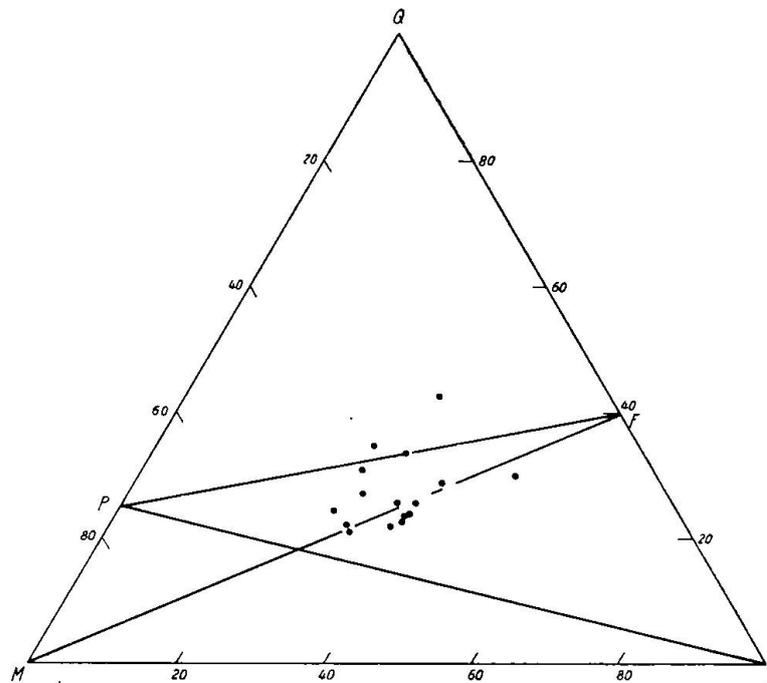


Fig. 22. Différenciation spilitique.

Diagramme Q-L-M. Base avec calcite (CO_2 considéré comme magmatique).

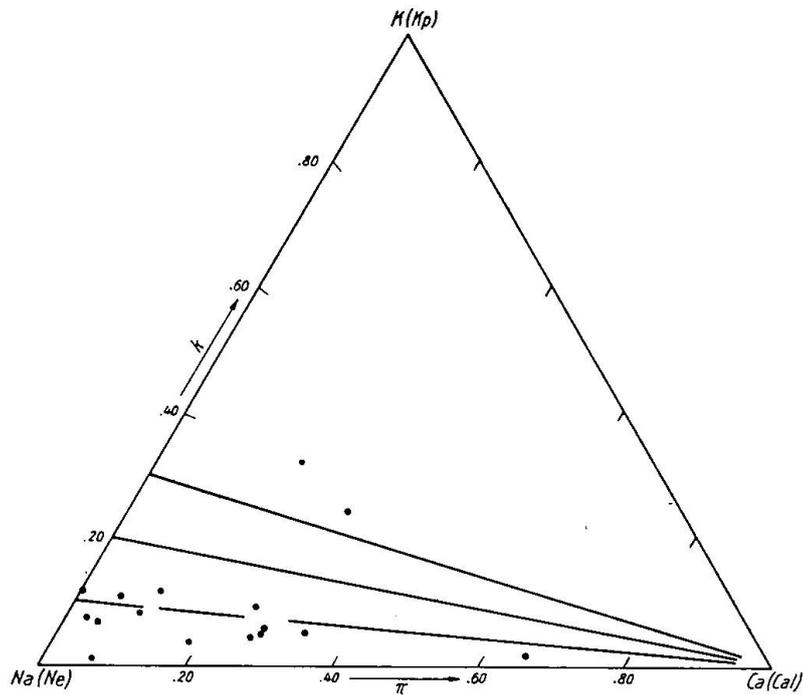


Fig. 23. Différenciation spilitique.
Diagramme Kp-Ne-Cal. Base avec calcite (CO_2 considéré comme magmatique).

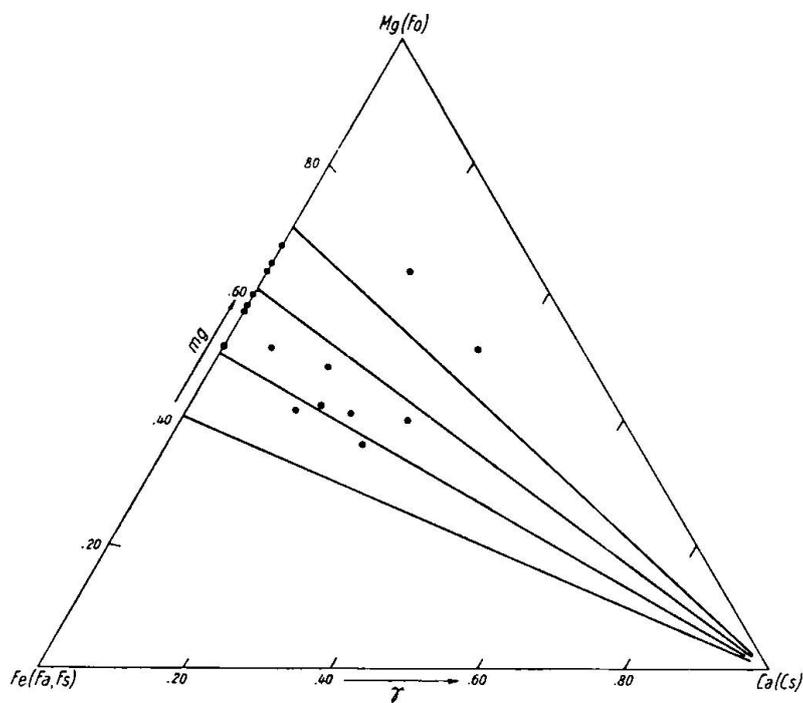


Fig. 24. Différenciation spilitique.
Diagramme Mg-Fe-Ca. Base avec calcite (CO_2 considéré comme magmatique).

Dans un diagramme Q-L-M la variation est peu nette (fig. 19) ; par contre, elle s'affirme dans le triangle K-Na-Ca ; on voit que les points représentatifs se situent sur une ligne très proche du côté Na-Ca (k toujours bas) et que partant d'une position intermédiaire cette ligne aboutit au sommet Na (fig. 20).

Enfin dans le triangle Mg-Fe-Ca, les points sont d'autant plus éloignés du sommet Ca que la tendance spilitique est plus prononcée, les roches avec excès d'alumine tomberaient même en dehors du diagramme (fig. 21). Dans ces trois diagrammes toute la chaux a été considérée comme primitivement liée aux silicates. S'il en est autrement, soit que le CO₂ ait été d'origine primaire, soit que toute la calcite soit d'origine externe, on obtient des diagrammes où les traits précédents sont encore accentués (fig. 22, 23, 24).

Plusieurs questions se posent. S'agit-il de compositions primaires ? Cette tendance vers des termes spilitiques traduit-elle vraiment une évolution du magma ? Si tel est le cas, l'assimilation a-t-elle joué un rôle ou doit-on tout ramener à la différenciation ?

Il est difficile de répondre d'une façon satisfaisante à ces questions, car le matériel étudié ne permet pas de traiter de l'ensemble du problème. On peut toutefois indiquer dans quelle direction il faut chercher la solution.

La question de savoir si la constitution est primaire ou secondaire a été en grande partie résolue dans la partie descriptive. Nous nous sommes prononcé pour l'affirmative. On a vu que l'albite était presque toujours primaire, que la chlorite l'était en grande partie, que là où elle pseudomorphose un minéral ferromagnésien, il s'agit plutôt d'une transformation en cours de cristallisation que d'une métasomatose postérieure, que dans bien des cas on avait des indices, parfois même des preuves que la carbonate était primaire. Nous n'avons fait d'exception que pour le léger épimétamorphisme se traduisant par la formation de séricite, éventuellement d'actinote et d'épidote.

Remarquons ensuite que nous ne possédons pas de preuves absolument certaines que les roches « normales » soient antérieures aux roches spilitiques. La tectonique a, dans les gisements que nous avons décrits, brouillé les relations. Généralement les types extrêmes se trouvent dans des affleurements séparés, qui peuvent toutefois être très proches (Alp Champatsch), mais on rencontre aussi des variations analogues quoique moindres dans le même affleurement (diabase albito-augitique et diabase albitochloritique du Hörnli).

La comparaison avec les autres gisements de spilites ne nous aide guère. Les auteurs mentionnent fréquemment des associations de roches spilitiques avec des diabases, basaltes et andésites communs (p. ex. mugéarites du Derbyshire (51), basaltes intercalés dans les spilites du New-Brunswick (18)), mais les relations sont en général peu concluantes ou alors les coulées alternent. Les diagrammes par contre suggèrent une évolution réelle. Remarquons que, ces roches ayant à peu près la même basicité, le diagramme de différenciation ordinaire, avec «si» en abscisse n'est pas d'une grande utilité; il n'est avantageux que pour les différenciation où l'augmentation de la teneur en silice est le caractère prédominant. L'impression qui se dégage de l'ensemble des faits est que l'évolution d'un type à l'autre a été très rapide, que les récurrences ne sont pas exclues, qu'une partie des variations peut s'expliquer par des phénomènes de ségrégation, mais que, grosso modo, l'évolution a bien progressé des termes calciques vers les termes spilitiques. C'est ce qu'on comprendra mieux plus bas.

Reste la troisième question, celle d'une assimilation. A priori les conditions semblent favoriser une hypothèse qui en tient compte. En effet, le magma des ophiolites a dû traverser une grande épaisseur de schistes plus ou moins calcaires avant de se consolider en dykes ou en coulées très probablement sous-marines. Dans cette dernière éventualité la roche encaissante était certainement encore imbibée d'eau de mer et à l'état de boue. N'est-il pas dès lors plausible d'attribuer la richesse en CO_2 à une assimilation de la roche encaissante, la teneur anormalement élevée en eau et en soude à une contamination par l'eau de mer? Effectivement plusieurs auteurs, R. DALY par exemple (16), se sont rangés à cette opinion.

Plusieurs objections nous empêchent cependant d'accepter cette hypothèse, du moins sous cette forme trop simple.

a) Une assimilation de calcschistes humides en quantité suffisante pour expliquer les pour-cent anormaux de soude et d'eau, conduirait à une roche éruptive plus riche en chaux totale que les basaltes ordinaires et non plus pauvre.

b) L'eau de mer ne contient pas que du sodium, elle contient aussi du chlore. Pourquoi n'observe-t-on jamais de minéraux chlorurés liés à nos diabases? Pourquoi notamment n'y a-t-il pas trace de scapolites?

c) Enfin, et c'est là peut-être l'argument le plus décisif, on trouve d'une part des roches qui se sont consolidées exactement dans les mêmes conditions et qui possèdent une constitution presque

normale (cf. les pillows du Südriff de l'Alp Champatsch avec des langues de schistes intercalées); d'autre part on connaît des spilites qui se sont consolidées dans d'autres conditions (spilites et kératophyres de Verrucano glaronnais sans trace de coussins (5)) et qui sont cependant très riches en albite. On sait que les mugéarites (10) qui présentent les mêmes caractères que les spilites, bien qu'à un moindre degré, s'observent dans des gisements où l'absorption de l'eau de mer par l'intermédiaire de boue humide est très peu probable, par exemple dans les laves tertiaires de l'île de Mull (4).

En résumé, il semble exagéré, à notre sens, de vouloir expliquer l'essentiel du phénomène spilitique par une assimilation précédant de peu la consolidation. Sous cette réserve nous admettons qu'une partie des éléments peut avoir été amenée du dehors (par ex. dans le cas des enclaves calcaires passant à des veinules) et d'autre part nous ne nous prononçons pas sur la possibilité d'une assimilation en profondeur suffisamment antérieure à la cristallisation, pour permettre un regroupement des éléments. Dans ce dernier cas il est clair que le processus général rentre dans la différenciation sensu lato.

Nous sommes donc conduit à faire la part la plus grande à l'hypothèse de la différenciation. Il y aurait eu évolution à partir de magmas gabbrodioritiques, essexitgabbroïdes, etc. et aboutissant aux magmas mugéaritiques, puis spilitiques. Nous pouvons distinguer deux questions concernant cette évolution. Son origine d'abord. Nous sommes ici dans le domaine de la spéculation et, pour l'instant, il faut avouer que nous ne sommes pas près d'en sortir. Les uns pensent à des causes internes (cristallisation au début de roches riches en biotite (20)), les autres à une assimilation en profondeur, d'autres encore invoquent des raisons géologiques (forme du réservoir magmatique, orogénèse (3)). Toujours est-il que déjà lors de la formation des diabases et des gabbros «normaux», le magma devait contenir en germe cette tendance, et cela nous mène au deuxième point.

Quelle a été la cause immédiate de cette différenciation ou, si l'on préfère, sa première manifestation? Il n'est pas douteux qu'il se soit produit une augmentation de la teneur du magma en éléments volatils. Dès lors l'équilibre habituel a été rompu et les lois habituelles perturbées. Les phénomènes suivants se sont déroulés:

- a) La température du magma s'est abaissée.

b) Contrairement à la règle, le magma n'est pas devenu plus visqueux du fait de cette abaissement de température, mais plus fluide. A cette mobilité externe, globale, s'ajoutait une mobilité interne: les éléments pouvaient mieux se déplacer et se rassembler. Cette grande mobilité influence déjà les lois de la différenciation.

c) La différenciation est devenue beaucoup plus rapide, des processus qui demandaient de longues durées s'effectuèrent dans des temps relativement courts.

d) Enfin et surtout, les associations interatomiques se sont modifiées avec les conditions physiques régnantes; autrement dit: il y a succession de paragenèses. Au début de l'évolution le Ca s'associe normalement à l'Al et aux alcalis dans la formation des plagioclases, c'est le stade des alumosilicates; puis il ne présente plus d'affinité pour l'alumine, mais se lie au Mg dans les augites (diabases albito-augitiques); enfin le Ca ne peut même plus entrer en combinaison silicatée, on le trouve alors dans la calcite, éventuellement dans les produits leucoxéniques. Mg et Fe²⁺ ne peuvent naturellement plus participer à la formation des orthosilicates, mais tandis que dans beaucoup de roches nous voyons l'olivine se transformer en pyroxène, ici la transformation va directement jusqu'à la chlorite. Il est à remarquer que c'est souvent une chlorite du groupe des ripidolites qui représente le dernier produit de la cristallisation. Fe³⁺ lui-même obéit à d'autres lois, puisque, au lieu de cristalliser en magnétite de première consolidation, il forme de l'hématite souvent postérieure aux autres minéraux.

e) Un phénomène qui n'est que la contre-partie du précédent est l'évolution des solutions résiduelles. En effet, les lois de la cristallisation étant modifiées, ces solutions évoluent d'une manière différente.

Cet ensemble de traits s'accroît au cours de la différenciation. Le magma prend peu à peu les caractères d'une solution: on passe rapidement du stade orthomagmatique au stade hydrothermal. La dernière étape de cette évolution semble être le remplissage des veinules et des nids, si fréquents dans les roches que nous avons étudiées. Le magma paraît avoir donné naissance à quatre solutions différentes: solution à albite, solution à hématite, solution à chlorite, solution à carbonate. Ce dernier type est certainement le plus froid, il possède le caractère de vraie solution hydrothermale, un peu de quartz s'associe parfois à la calcite. Remarquons que si les trois minéraux: albite, chlorite, carbonate, sont souvent séparés, ils peuvent aussi être réunis dans des veinules mixtes.

Parfois, on est assez heureux pour observer sous le microscope le passage du magma à la solution hydrothermale, par exemple dans la diabase de Tarasp. Nous avons vu que dans cette roche sillonnée de veinules, l'albite de ces dernières est à peine distincte de l'albite de la roche. Le plus bel exemple que nous ayons eu la chance d'admirer ne se trouve cependant pas dans les ophiolites, mais dans les spilites et kératophyres du Verrucano; on observe parmi ces roches des types porphyriques   beaux phénocristaux d'olivine pseudo-morphos es en iddingsite, qui donnent l'impression d'avoir cristallisé dans les conditions habituelles; puis à partir de ces types une longue série intermédiaire nous conduit à des termes finement grenus, uniquement albitochloritiques, à structure foliacée légèrement trachytique. En plaque mince nous voyons que cette roche est parcourue par d'innombrables et très fines veinules albitiques avec un peu de chlorite, et qu'il n'existe pas de limite tranchée entre la roche et les veinules, mais plutôt une zone floue de passage graduel, la différence entre la roche et ces veinules est, du reste, faible, l'albite du k eratophyre est plus riche en inclusions que celle des veines. On observe aussi des amygdales bien moins nettement délimitées que dans les termes porphyriques. Nous sommes manifestement en présence d'un magma qui a cristallisé à une température très basse, cette roche a un caractère  pithermal (29).

Les variations locales irrégulières (troisième type de variation) sont en relation étroite avec la différenciation spilitique. Elles se traduisent généralement par une juxtaposition souvent microscopique de parties riches en chlorite et de parties riches en hématite; par une répartition très irrégulière du carbonate, par des traînées riches en épidote (Basse Engadine); enfin par la modification très rapide et irrégulière de la taille des cristaux. Tous ces phénomènes proviennent de la grande mobilité interne du magma et ces variations sont d'autant plus accusées que les caractères spilitiques sont plus prononc es.

Munis de ces observations sur les diabases alpines, nous pouvons reprendre certains points généraux du problème des spilites. L'existence de la série spilitique (au sens donn e à ce terme par les auteurs anglais) nous montre que la tendance à la différenciation spilitique s'est sans doute manifestée dans des magmas se trouvant eux-mêmes à différents stades de l'évolution qui conduit des gabbros aux granites.

L'essentiel du phénomène consiste, comme nous l'avons relevé à la p. 208, en un enrichissement en éléments volatils qui modifie

les lois physico-chimiques habituelles, accélère l'évolution, conduit à des ségrégations, etc. Nous avons souvent l'impression d'un «affolement» de la différenciation habituelle. On comprend alors que la thèse de la paragenèse primaire et celle de l'origine métasomatique des minéraux caractéristiques des spilites peuvent se concilier. En effet toute solution magmatique joue deux rôles: d'une part elle cristallise, donnant naissance à une roche, d'autre part elle exerce une certaine action sur les phases déjà consolidées (action de minéralisateur); généralement, à un moment donné, un seul des rôles est de premier plan. Dans le cas des spilites, par contre, le magma très riche en éléments volatils donne naissance aux roches à caractères épithermaux (diabase de Tarasp, kératophyres du Verrucano), puis aux associations minérales de nids, veinules et amygdales tout en exerçant une action simultanée sur les parties déjà consolidées. C'est ainsi que la chlorite peut être primaire dans certains cas, secondaire dans d'autre (pseudomorphoses d'olivine et de pyroxène), que l'albite primaire dans la plupart des diabases étudiées semble être secondaire dans les spilites en fragments dans les grès de Taveyannaz (66).

Ainsi que nous l'avons remarqué plus haut, il est très délicat de faire la part de ce qui est primaire et de ce qui est secondaire, ces qualificatifs prennent dans ces conditions une valeur relative.

Les dernières manifestations des solutions résiduelles se sont souvent produites en dehors de la roche éruptive: albitisation de la roche encaissante, ce phénomène est connu dans les Alpes (35), dans les Apennins (59) et dans les massifs plus anciens (adinoles); formation de minerai de fer hématitique (Roteisenerz) ou chloritique (Grüneisenerz) (29); silicification des roches sédimentaires voisines (cherts, jaspés) ou apport de silice dans l'eau de mer, créant des conditions favorables à la pullulation des radiolaires (6).

§ 3. La variation locale régulière: pillows et varioles

La variation locale se traduit par ces structures particulières: pillows et varioles. Du point de vue pétrogénétique la composition de ces édifices importe plus que leur structure, il s'agit d'une ségrégation procédant directement de la différenciation.

L'étude micrographique et surtout les analyses chimiques ont amplement démontré qu'il existe des variations de composition caractéristiques à l'intérieur des coussins. Contrairement à ce que certains ont pu croire, varioles et matrice sont essentiellement différentes.

Du point de vue chimique, nous sommes malheureusement contraint de nous contenter de deux séries d'analyses que nous avons faites: l'une (Arosa) donne le centre, le bord sphérolitique (correspondant aux varioles) et la matrice d'un grand pillow; l'autre (Alp Champatsch, Südriff) ne fournit que le bord sphérolitique et la matrice d'un petit pillow, mais la diabase grenue, riche en augite, analysée par L. HEZNER, provient du même rocher et correspond très probablement au cœur des coussins. Plusieurs pétrographes ont publié des analyses de variolites, mais ces analyses n'éclairent guère la question qui nous intéresse, car on ignore les proportions de varioles et de pâte contenues dans l'échantillon.

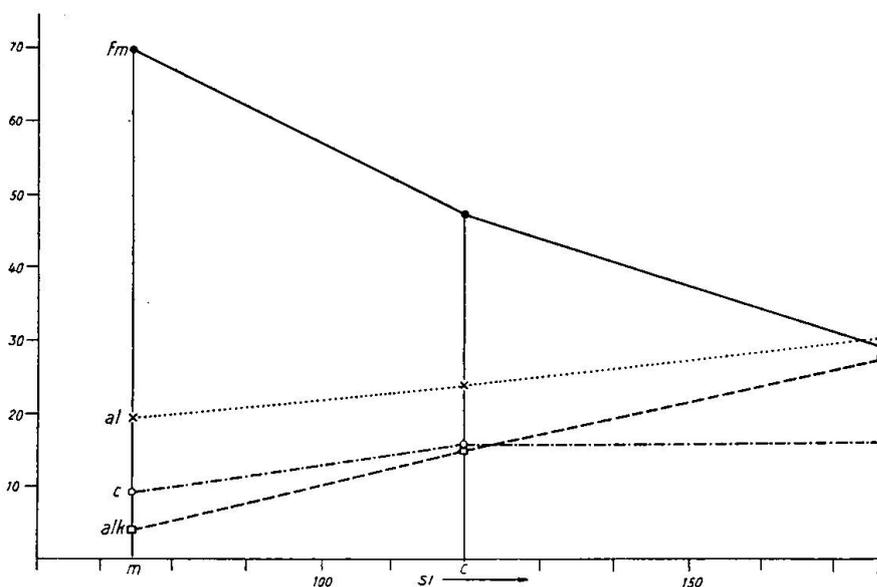


Fig. 25. Différenciation des pillows. Hörnli. Diagramme de variation. m = matrice, c = centre, v = bord sphérolitique (= varioles) du pillow.

Dans les diagrammes nous verrons que, généralement, la composition du centre du coussin occupe une position intermédiaire entre celle des varioles et celle de la matrice. La succession sur le graphique est donc variole-centre-matrice, tandis que la juxtaposition réelle, dans le coussin, est centre-variole-matrice.

Examinons ces deux termes extrêmes. La variole est caractérisée par: son acidité relative, sa richesse en alcalis, sa pauvreté en Fe, Mg et H₂O, un k très petit; elle a presque la composition d'un feldspath. La matrice est caractérisée par: sa basicité exceptionnelle, sa pauvreté en alcalis, sa richesse en Fe, Mg et H₂O, un k nettement plus grand; elle se rapproche d'une chlorite.

Ces différences s'expriment nettement dans un diagramme de différenciation ordinaire (fig. 25 et 26). Nous y voyons aussi que al ne change guère, par contre l'excès d'alumine ($al - (alk + c)$) est caractéristique de la pâte. Varioles et matrice représentent donc bien deux tendances de différenciation opposées, leurs constitutions sont complémentaires; en prenant la moyenne entre les deux, on retrouve approximativement la composition du centre des pillows.

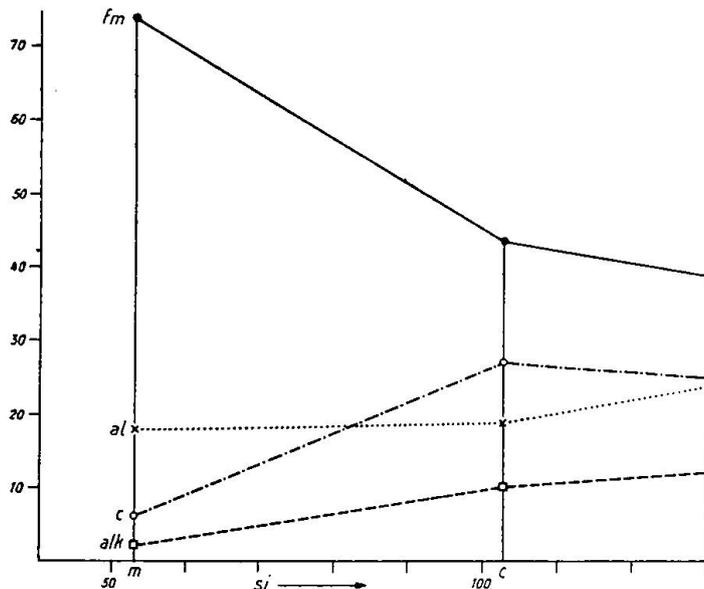


Fig. 26. Différenciation des pillows. Südriff, Alp Champatsch.

Diagramme de variation.

m = matrice, c = centre, v = bord sphérolitique (= varioles) du pillow.

L'augmentation de la teneur en potasse dans la matrice est très intéressante; dans le pillow du Hörnli cette augmentation conduit même à un renversement du rapport des alcalis ($k > 50$). Il serait imprudent de vouloir généraliser les résultats de quelques analyses, mais nous sommes porté à croire qu'il ne s'agit pas là d'un hasard. Dans les solutions résiduelles des kullaïtes S. HJELMQVIST a observé le même phénomène (24).

Dans le diagramme Q-L-M (fig. 27) la variation variole-matrice se traduit par une flèche qui se rapproche du sommet M. Dans le triangle Ne-Kp-Cal la flèche est à peu près parallèle au côté Ne-Kp et se dirige vers ce dernier sommet (fig. 28). Dans le graphique Fo-Fa-Cs enfin, la variation ne peut être entièrement exprimée, car la valeur « négative » de Cs (formation de Sp) reporterait certains points représentatifs de l'autre côté de la ligne Fa-Fo en dehors du triangle (fig. 29). Malgré le petit nombre de points re-

présentatifs, on voit déjà qu'il existe entre eux, dans tous ces diagrammes, des relations manifestes.

L'ensemble de ces constatations prouve que, surtout dans les grands édifices, le cœur du coussin se rapproche de la composition globale du magma diabasique au moment de son épanchement, par contre à la périphérie il s'est produit une scission (Spaltung)

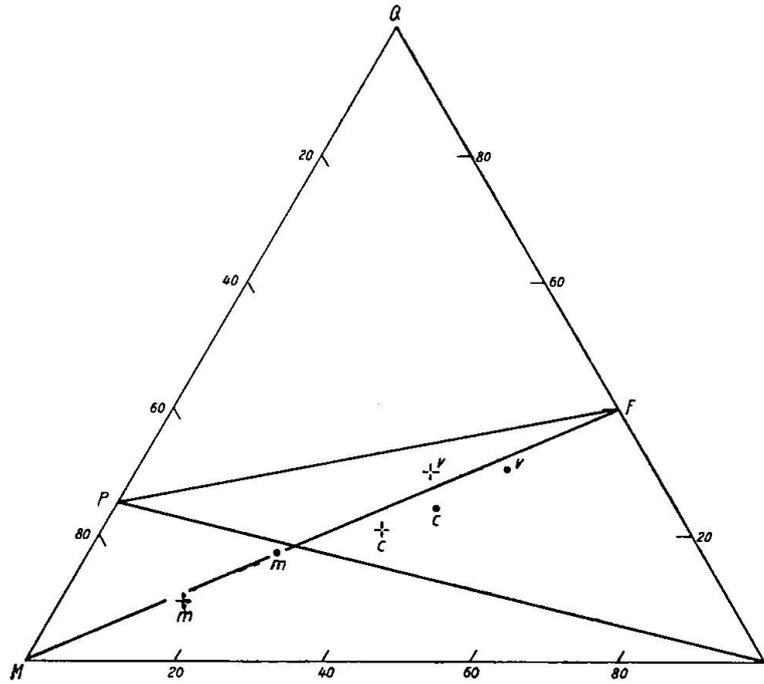


Fig. 27. Différenciation des pillows. Diagramme Q-L-M. Base sans calcite.

Points = Hörnli, croix = Südriff, Alp Champatsch.

m = matrice, c = centre, v = bord sphérolitique (= varioles) du pillow.

en deux produits différents qui ont donné naissance à la matrice et aux varioles. Cette ségrégation variolitique a certainement précédé de peu la consolidation, car un premier stade de cristallisation représenté par les petits phénocristaux d'olivine et par certains granules de sphène est très homogène (les phénocristaux se trouvent en même quantité et avec la même taille aussi bien dans la matrice que dans les varioles ou dans le coussin). Nous pouvons considérer ce phénomène comme une différenciation in situ, qui s'est effectuée dans des magmas eux-mêmes plus ou moins différenciés (plus ou moins spilitiques).

Quelle est donc l'origine de cette ségrégation? Pourquoi toute la masse n'a-t-elle pas cristallisé d'une manière homogène, avec une structure intersertale par exemple? Il semble bien qu'il y ait en réalité deux causes à ce phénomène:

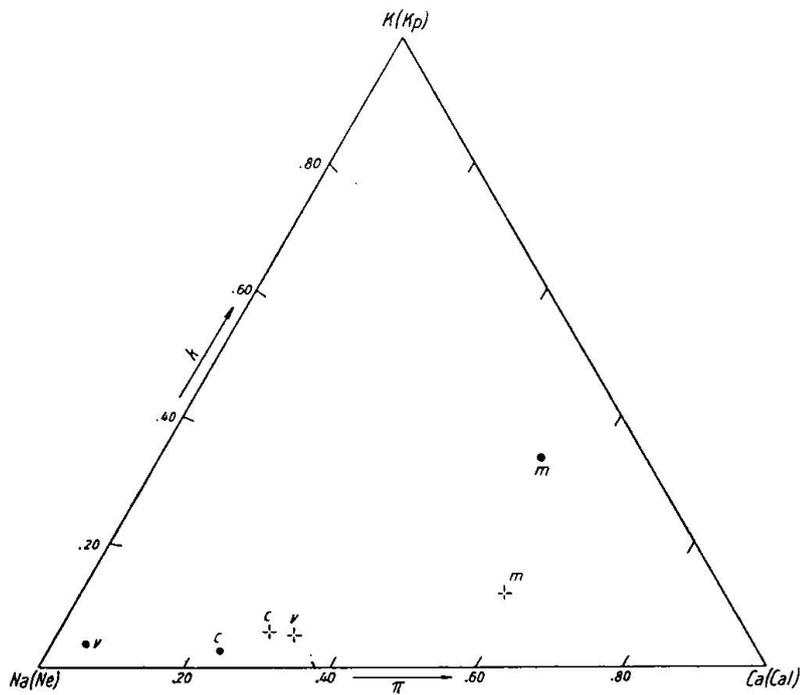


Fig. 28. Différenciation des pillows. Diagramme Kp-Ne-Cal. Base sans calcite.
 Points = Hörnli, croix = Südriff, Alp Champatsch.
 m = matrice, c = centre, v = bord sphérolitique (= varioles) du pillow.

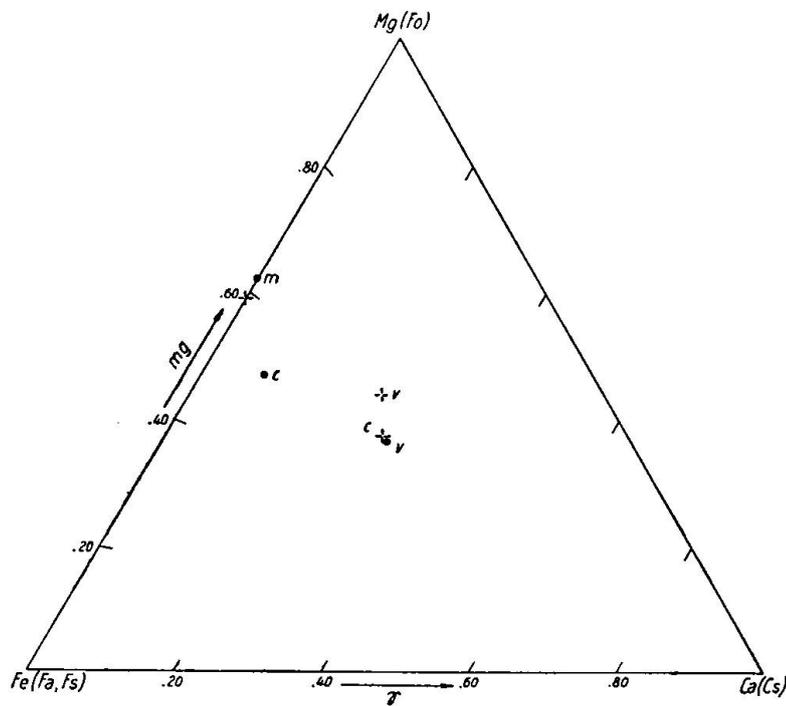


Fig. 29. Différenciation des pillows. Diagramme Mg-Fe-Ca. Base sans calcite.
 Points = Hörnli, croix = Südriff, Alp Champatsch.
 m = matrice, c = centre, v = bord sphérolitique (= varioles) du pillow.

- a) Une cause interne, propre au magma.
- b) Une cause externe, à rechercher dans les conditions de consolidation.

Il est frappant que dans tous les travaux traitant des pillows et variolites la première cause soit généralement méconnue.

La formation des varioles sphérolitiques peut s'expliquer de deux façons: ou bien les sphérolites ont crû dans une masse homogène; ou bien le magma, avant la cristallisation, formait déjà une émulsion de gouttes riches en alcalis, dans un liquide basique, très riche en eau. Il est pour l'instant impossible de trancher en faveur de l'une ou l'autre hypothèse. La dernière semble, d'après certains indices, plus vraisemblable. Toutes deux supposent une grande mobilité interne, dans le premier cas parce que les atomes de Si, Al, Na devaient, pour se rassembler dans le feldspath, venir d'assez loin; dans le second parce que nous avons une ségrégation à l'état liquide. La mobilité interne étant fonction de la teneur du magma en éléments volatils, nous voyons que le magma spilitique possède précisément les conditions requises pour la formation des varioles.

Ce que nous venons de dire des varioles peut se répéter, mutatis mutandis, des coussins. Nous sommes, en effet, convaincu, que les différences entre les deux structures sont plus quantitatives que qualitatives. Qu'il s'agisse de coussins ou de varioles on a toujours des édifices sphéroïdaux riches en feldspath dans une pâte basique. La ségrégation a dû se produire en deux temps; une première fois elle a donné naissance aux pillows, et il est probable que dans les coulées suffisamment puissantes le phénomène ne s'est produit que dans les bords. La seconde ségrégation s'est produite à son tour en bordure des pillows et a donné naissance aux varioles. Chaque fois il s'est agi d'un phénomène analogue, encore que dans le cas du coussin nous ne pouvons guère imaginer une croissance à partir d'un centre, et l'hypothèse de l'émulsion devient alors très probable.

La courbe qui exprime la variation de taille de ces édifices avec ses deux maxima de fréquences, situés, dans nos roches, l'un aux environs de 0,5—1 cm. (varioles), l'autre entre 30 et 50 cm. (pillows), avec la lacune partielle entre 5 et 15 cm., doit dépendre étroitement des caractéristiques physicochimiques du magma (composition, gaz dissous, viscosité etc.) et des conditions externes.

Les distinctions que nous avons établies, d'un point de vue purement morphologique, entre structures simples et structures d'ordre

supérieur prennent un sens nouveau, génétique. Nous avons, schématiquement:

Structures simples = assemblage des atomes.

Surstructures de premier ordre (variolite) = assemblage de cristallites et de cristaux.

Surstructures de second ordre (pillows) = assemblage d'agrégats polycristallins.

Varioles et pillows sont-ils inévitablement liés au magma spilitique? Non; nous avons là une association fréquente (peut-être 80—90% des pillow lavas sont-elles des spilites), mais non pas constante. On connaît par exemple des pillows caractéristiques dans les basaltes tertiaires qui recouvrent les îles de la côte W de l'Ecosse: Mull, Cull, Ardnamurchan (4, 47). Bien mieux, nous avons vu que la diabase augitique «normale» du Südriff de l'Alp Cham-patsch présente des coussins variolitiques de petite taille. Que signifient ces exceptions?

Il nous faut faire intervenir notre second facteur: les conditions externes de consolidation. En effet la mobilité interne est une condition nécessaire mais non suffisante, quant à la composition spilitique, elle n'est même pas toujours nécessaire. La seconde condition est un refroidissement brusque généralement en coulée subaquatique. L'observation géologique des gisements de lave en coussins montre que, dans la plupart des cas, il s'agit d'épanchement à la mer ou dans des lacs. Cependant l'argument le plus décisif dans ce sens est fourni par une étude descriptive et expérimentale de F. BERNAUER, qui a paru récemment (7).

Cet auteur a tout d'abord prouvé que les variations structurales à l'intérieur des pillows (structures intersertale, arborescente, sphérolitique, croûte vitreuse) étaient liées au refroidissement plus ou moins rapide ainsi qu'au domaine thermique dans lequel s'effectue la cristallisation. Il a même exprimé cette relation d'une façon fort élégante au moyen d'un système de courbes. De plus F. BERNAUER a démontré que lors d'une cristallisation sous l'eau (ou dans une boue humide) la vapeur pénètre à l'intérieur de la lave souvent sans laisser trace de son passage. Nous possédons maintenant la clef de l'énigme: il n'est pas nécessaire que les éléments volatils, soient d'origine primaire, proviennent d'une différenciation magmatique, l'eau peut aussi avoir une origine externe et avoir été ajoutée au dernier moment; dans les deux cas la mobilité interne est élevée. Il est du reste possible que cette eau absorbée exerce une influence sur la constitution de la roche, favorise la formation de la chlo-

rite, palagonitise le verre, etc.; il s'agit d'une assimilation in extremis à laquelle il faut se garder d'attribuer l'ensemble de la constitution spilitique. D'autre part, la coulée subaquatique se refroidit beaucoup plus rapidement qu'une coulée subaérienne, c'est une des conséquences de la chaleur spécifique élevée de l'eau.

En résumé, on peut dire qu'un magma spilitique donnera plus souvent naissance à des pillows et à des varioles et formera de plus belles structures qu'un magma plus «normal», toutes choses étant égales d'ailleurs. C'est bien ce que nous observons sur le terrain où les diabases albitochloritiques du Nordriff sont très riches en beaux pillows tandis que le Südriff ne montre que spécimens de petite taille.

La structure variolitique paraît plus facile à réaliser que la structure en pillow. On connaît des exemples de dykes variolitiques sur les bords (63), qui ne sont pas des coulées à la mer. Sans doute la roche encaissante a-t-elle eu un effet réfrigérant suffisant.

Il est téméraire de vouloir se faire une idée exacte des modalités de la formation des coussins. Il n'est pas certain du tout que l'on doive se représenter l'«émulsion» comme un liquide basique contenant d'énormes gouttes feldspathiques; il est fort possible que la formation de ces structures soit favorisée par un mouvement de la lave dû à une pression différentielle. C'est l'idée de J. V. LEWIS (30), lorsqu'il émet l'idée du bulbous budding: le bourgeonnement bulbeux. Une croûte se formerait à la surface de la lave; crevée sous l'effet de la pression interne, elle livrerait passage au magma par des trous; superficiellement figée à leur issue, la lave formerait des bourgeons: les pillows. Le processus continuerait tant que les mêmes conditions se maintiennent. Nous pouvons, pour nos roches, accepter l'ensemble de cette théorie; certes nous n'avons jamais rencontré de pillow variolitique sur toute sa surface (on n'observe du reste presque jamais de pillow entier, mais des fragments de pillow), mais si les coussins étaient reliés entre eux par des sortes de cols, de tuyaux de lave, on en verrait au moins quelques exemples dans les beaux affleurements du Hörnli et d'Ardez. D'autre part l'auteur oppose ainsi une enveloppe vitreuse à la lave cristalline; son image simpliste du bourgeonnement fait penser à l'enveloppe élastique d'un ballon de caoutchouc, or nous nous sommes efforcé de montrer que le coussin forme un tout avec la croûte. Cependant l'idée fondamentale d'un mouvement de la lave est probablement juste. Ce sont là des problèmes qui demanderaient des études

vulcanologiques approfondies et qui ne peuvent se résoudre par l'examen d'un matériel alpin toujours un peu déformé.

Lorsque les feldspaths, les granules de sphènes, parfois les augites, ont cristallisé, ce qui reste du magma et donnera la matrice, doit posséder une composition fort complexe et essentiellement variable, d'autre part le refroidissement est très rapide. Ces circonstances, conduiraient dans le cas ordinaire à la formation d'un verre, mais ici, étant donné la composition ultrabasique du résidu et surtout sa haute teneur en éléments volatils, il se produit malgré tout une cristallisation. Les cristaux sont souvent très petits (agrégat cryptocristallin) et dans certains cas seuls les rayons X peuvent déceler leur existence.

Cette haute teneur en éléments volatils se traduit parfois par une tension interne si forte que la roche qui se consolide, se fissure ou fait même explosion, se brisant en de nombreux fragments. Tel doit être le principe de la formation des pillows bréchoïdes, si fréquents dans les affleurements d'Arosa et des Fenils. Ces fragments sont ensuite cimentés par un magma résiduel de nature plus hydrothermale. Ces brèches accompagnent fréquemment spilites et kératophyres, W. N. BENSON a maintes fois décrit ce phénomène notamment dans un kératophyre à magnétite (6).

Il est certain que le phénomène des pillows et des variolites est infiniment plus complexe que ce que nous venons d'en dire. Il ne s'agit que de quelques fils conducteurs dans le fouillis inextricable des faits. Il faudra avant de pouvoir avancer une théorie générale de ces phénomènes disposer d'un nombre infiniment plus grand d'observations géologiques, vulcanologiques et microscopiques; d'analyses chimiques et radiologiques nombreuses, effectuées sur du matériel récent; il faudra surtout une synchronisation entre les différents ordres d'observations, ce qui a trop souvent manqué jusqu'à présent.

§ 4. Questions de nomenclature

Récemment, H. GRUNAU (22), à propos de la diabase du Jaunpass, a de nouveau abordé la nomenclature des roches spilitiques. Cela nous engage à faire une courte mise au point à ce sujet.

Nous avons vu que la différenciation spilitique était un processus accessoire qui se déclarait dans un magma parvenu à différents stades d'une différenciation principale. Cela explique l'existence de cette série spilitique, que d'aucuns ont comparée aux grandes séries: pacifique, atlantique et méditerranéenne. Il nous semble qu'il n'y a

dans ce rapprochement qu'une analogie apparente, car entre les différentes roches que H. DEWEY et J. S. FLETT attribuent à la série spilitique, il n'existe probablement pas de relations de descendance, mais des relations de «collatéralité». Bien entendu, nous laissons de côté l'hypothèse d'une métasomatose tardive d'un ensemble de roches de compositions diverses.

De plus nous avons émis l'idée que ce magma soumis à une différenciation plus ou moins rapide, peut, brusquement et in situ, se scinder en deux parties tendant vers la composition d'un feldspath et d'une chlorite: c'est le phénomène des varioles et des pillows. Nous aurions ainsi trois processus de différenciation, ce mot étant pris dans son sens le plus large:

a) La différenciation ordinaire, lente, profonde, qui conduit des gabbros aux granites.

b) La différenciation spilitique, rapide, plus rapprochée du lieu de consolidation, qui favorise l'enrichissement en alcalis et en éléments volatils ainsi que l'appauvrissement en chaux.

c) La ségrégation quasi instantanée, s'effectuant sur place, peu avant la consolidation, en varioles et pâte chloritique, en coussins et matrice.

La nomenclature des roches provenant de la troisième différenciation (ségrégation) est facile, nous sommes aidé par les structures si caractéristiques. D'un côté nous avons la matrice, de l'autre les varioles ou les parties centrales des coussins; il suffira d'ajouter à ces noms de structure la constitution minéralogique: matrice chloritique, variole albitochloritique, variole albito-augitique, etc.

La nomenclature des produits de la différenciation spilitique est une affaire passablement plus délicate. On ne peut en effet créer un nom pour chaque terme d'une série continue. Le mieux serait, semble-t-il, de garder le nom du terme initial «normal» à partir duquel la tendance s'est fait sentir et de lui ajouter l'adjectif spilitique, suivi de la constitution minéralogique exacte. La notion de spilite ne s'appliquerait donc plus à une roche, mais à une famille de roches, elle désignerait une certaine tendance de différenciation, un certain changement des lois qui président à l'association des atomes dans les minéraux. Elle perdrait ainsi son caractère statique, de plus elle deviendrait relative en ce sens qu'il serait permis de parler de roches plus ou moins spilitiques. Nous avons vu que d'autres notions pouvaient acquérir ce caractère de relativité, par exemple celle d'association primaire ou secondaire de minéraux. Là aussi

il est loisible de dire que telle paragenèse est plus tardive que telle autre.

En ce qui concerne la dénomination du terme initial, nous avons choisi dans ce travail celui de diabase, parce que c'était un terme commode, consacré par l'usage pour des roches basiques, ni absolument fraîches, ni franchement métamorphiques, à la limite de l'intrusion et de l'épanchement, pour des roches caractérisant certaines séries orogéniques. Nous connaissons tous les inconvénients de ce terme: trop grande généralité, manque de précision, etc. Il est cependant d'une très grande utilité sur le terrain, en première approximation et en attendant mieux.

Si nous voulons être tout à fait logique, nous tombons en effet dans un dilemme. Il nous faut nous servir soit du terme de basalte (ou gabbro), soit du terme d'andésite (ou diorite ou même syénite).

Dans le premier cas, choisi par H. GRUNAU (qui suit en cela la nomenclature de A. JOHANNSEN (28)), nous parlerons de basalte albitique, ce qui est une contradiction puisque le caractère déterminant du basalte est la présence d'un plagioclase basique.

Dans le second cas, le terme d'andésite introduit d'une part une certaine ambiguïté, car cette roche provient généralement d'un magma gabbroïque par différenciation ordinaire, d'autre part il ne correspond pas à la composition beaucoup plus basique de la spilite.

En attendant un système de nomenclature générale plus satisfaisant que le système actuel, le plus sage semble de parler simplement de spilite, de kéraatophyre ou de kéraatophyre quartzifère lorsque l'acidité est plus grande. On ajoutera à ces noms la constitution minéralogique exacte: spilite albito-augitique par exemple.

Du reste les roches alpines que nous avons étudiées ne correspondent qu'à un petit intervalle de différenciation principale et nous ne pouvons qu'effleurer le sujet. Il conviendrait de rechercher quelle est l'extension de la différenciation spilitique, il est probable que soit vers les roches ultra-basiques, soit vers les roches acides, cette tendance a des limites: limites dues à une inhibition du phénomène, ou à une modification du processus telle qu'on ne puisse plus le faire rentrer dans le même schéma.

CHAPITRE XIII

RÉSUMÉ

Le but de ces recherches était l'étude de certaines ophiolites alpines peu métamorphiques. Dans ce dessein, nous avons choisi trois gisements caractéristiques: les diabases des Préalpes ro-

mandes, celles de la zone d'Arosa et celles de la Basse Engadine. Après un exposé de leur situation géologique et un premier examen macroscopique, qui nous a fait faire connaissance avec les laves en coussins et les variolites, nous sommes passé à la description microscopique. Là, dans une série de roches de grain de plus en plus fin, nous avons rencontré des structures peu communes, qui nous ont conduit à examiner la notion de structure. Les derniers types décrits étaient des roches complexes (« adinoles », brèches, contacts). Très souvent nous avons rencontré l'association albite, chlorite, sphène.

Tentons de résumer nos conclusions pétrochimiques en un tableau d'ensemble.

Les rares données stratigraphiques ou paléontologiques que nous possédons, excluent, pour les diabases étudiées, un âge antérieur au Mésocrétacé. Il est donc probable qu'elles viennent se placer à la fin de l'activité magmatique proprement alpine, synorogénique, et que, de ce fait le magma ophiolitique avait acquis certains caractères particuliers. En effet, sous l'influence d'une cause encore obscure, la tendance spilitique s'est développée. Le magma s'est enrichi en soude, en eau, en titane et probablement en acide carbonique (dans ce dernier cas nous ignorons le rôle joué par l'assimilation), tandis que la quantité de chaux a notablement diminué. Ce magma a cristallisé à différentes étapes de différenciation, à chaque étape correspond non seulement une composition chimique particulière, mais encore une association minéralogique caractéristique. La haute teneur en éléments volatils a profondément modifié les lois physicochimiques ordinaires; nous obtenons ainsi les diabases augitiques, puis albito-augitiques, albitochloritiques à augite, albitochloritiques et albitohématitiques.

Mais le magma a pu se consolider dans des conditions extérieures variables. En profondeur, il a donné naissance à des roches grenues: les gabbros ordinaires ou syénites albitiques de l'Oberhalbstein; plus près de la surface se sont formés les sills doléritiques de grain plus ou moins grossier; parfois enfin, nous avons vu que la lave a crevé son toit, est entrée dans les boues et s'est épanchée sur le fond de la mer. Les phénomènes les plus variables se sont alors produits: l'eau a pu pénétrer à l'intérieur du magma sous forme de vapeur élevant ainsi dans de fortes proportion sa mobilité interne déjà remarquablement haute du fait de la différenciation spilitique. Le refroidissement brutal, résultant d'un tel épanchement subaquatique, a conduit dans ces conditions à une ségrégation en

deux parties, l'une basique (chlorite), l'autre alcaline (feldspath). Suivant l'échelle du phénomène et en tenant compte de certaines modalités nous trouvons les pillows ou les varioles.

Les variations de la vitesse de refroidissement (lente au centre, très rapide dans les bords) ainsi que le domaine thermique relativement bas dans lequel s'effectuait la cristallisation, influençaient aussi la microstructure: schémas divergent, arborescent, sphérolitique; inclusions nombreuses, cristaux bifides et squelettiques, etc.

On peut se demander si cette tendance d'un magma à se séparer en deux fractions n'est pas plus commune qu'il ne semble au premier abord, peut-être pourrait-on employer, pour désigner les roches présentant ce phénomène, le terme de *bisomatique* utilisé par F. LOEWINSON-LESSING (31).

La tension de vapeur à l'intérieur des pillows a parfois été si grande qu'ils ont éclaté, donnant naissance aux brèches et coussins bréchoïdes. Les fragments ont été cimentés par de nouvelles venues magmatiques, mais la composition des solutions résiduelles avait évolué entre temps, de rapprochant de plus en plus du stade hydrothermal. On a abouti à des solutions franchement aqueuses déposant de l'hématite, de l'albite, de la chlorite, de la calcite ou du quartz, à l'état pur ou mélangé. Les solutions sont sorties de la roche éruptive et ont pénétré dans la roche encaissante («adinolite», albitisation) ou se sont mêlées à l'eau de mer (dépôt de jaspes ou de radiolarites).

D'autres recherches ont démontré que ce magma pouvait aussi atteindre la surface terrestre et s'épancher en coulées subaériennes. En arrière de la mer où se formaient les laves en coussins, des volcans déversaient des laves qui ont donné des roches franchement porphyriques, à pâte microlitique ou felsitique, d'allure «andésitique». Ces roches forment actuellement une partie des éléments volcaniques de certains grès du Flysch helvétique (66). La constitution est identique à celle des diabases: liaison de la chlorite et de l'albite. Peut-être sera-t-on un jour assez heureux pour retrouver des lambeaux, en place, de ces laves. De toute façon, nous sommes évidemment arrivés à la fin de l'activité ophiolitique et le passage aux roches post-alpines (andésites, granodiorites, granites) est un des points obscurs de la pétrographie alpine.

L'histoire des diabases ne s'arrête cependant pas au moment de leur consolidation. Nous savons que le métamorphisme alpin est venu apporter d'autres lois pétrochimiques, déplacer l'équilibre des associations minérales et donner ainsi naissance à de nouveaux mi-

néraux. Lors du réchauffement progressif, sous l'empilement des nappes, les minéraux les premiers à se dissoudre furent les feldspaths; c'est dire que les premières solutions étaient riches en silicates alcalins, or c'est précisément là une des caractéristiques des dernières solutions de la différenciation spilitique. Au reste il y a souvent une grande analogie de composition et de conditions physiques entre ces solutions et celles qui circulaient dans les fentes alpines (45). Dans les deux cas l'albite et la chlorite ont joué un rôle de premier plan. Ce n'est pas un hasard que la chlorite formant la matrice des variolites possède une constitution chimique et structurale très proche d'une ripidolite provenant d'une fente minéralisée (27).

Nous comprenons maintenant à quoi tiennent les difficultés offertes par les recherches relatives aux spilites dans les Alpes: non seulement le métamorphisme a effacé les structures caractéristiques, mais encore, par une convergence des processus, il a produit une sorte de mimétisme pétrographique. L'existence de plusieurs paragenèses pour une même composition chimique constitue le phénomène de l'hétéromorphisme, on pourrait appeler hétérogénisme le fait qu'une paragenèse donnée s'obtient de plusieurs façons différentes. Ainsi l'association albite-chlorite pourrait provenir:

- a) D'une différenciation spilitique.
- b) De solutions circulant dans les fentes alpines.
- c) De l'action métasomatique exercée par des solutions sur des roches de composition primaire différente.
- d) D'une altération plus ou moins superficielle.

L'avenir dira s'il est possible, malgré l'action du métamorphisme de reconnaître des roches spilitiques dans les ophiolites des nappes penniques inférieures, ophiolites le plus souvent réduites à l'état de schistes verts. Il sera utile, à cet effet, d'acquérir une meilleure connaissance de l'ensemble du phénomène, par comparaison avec des roches volcaniques extra-alpines.

Bibliographie

1. AGRELL S. O. The adinoles of Dinas Head, Cornwall. *Min. Mag.* Vol. XXV/165, 1939, p. 305.
2. ARGAND E. Sur la racine de la nappe rhétique. *Matériaux Carte géol. Suisse, N. S., Livr. 24*, 1909.
3. BACKLUND H. G. Die Magmagesteine der Geosynklinale von Nowaja Semlya. Report of the scientific results of the Norwegian Expedition to Nowaya Zemlya. 1921, Nr. 45, Oslo, 1930.

4. BAILEY E. B. et collaborateurs. Tertiary and post-tertiary geology of Mull, Loch Aline and Orban. Mem. of the Geol. Surv. of Scotland. Edinburgh 1924.
5. BEDER R. Über basische Eruptivgesteine im ostschweizerischen Verrucano. Diss. Zürich 1909.
6. BENSON W. N. The geology and petrology of the great serpentine-belt of New South Wales. Part IV. Proc. of the Linnean Soc. of New South Wales. Vol. 40, 1915.
7. BERNAUER F. Kugelbasalte und ihre Begleitgesteine. Zeitschr. der deutschen Geol. Ges. Bd. 95, 1943, p. 77.
8. BODMER-BEDER A. Über Olivindiabase aus dem Plessurgebirge, Graubünden. N. Jahrb. für Min. etc. Beil. Bd. XII, 1898, p. 238.
9. BRONGNIART A. Classification et caractères minéralogiques des roches. Paris 1827.
10. BURRI C. et NIGGLI P. Die jungen Eruptivgesteine des mediterranen Orogens. Teil I: Die Ophiolite. Zürich 1945.
11. CADISCH J. Zur Geologie des zentralen Plessurgebirges. Ecl. Geol. Helv., Bd. 17, 1923.
12. — Die Schichtreihe von Ardez (Steinsberg) im Unterengadinerfenster. Ecl. Geol. Helv., Bd. 25, 1932.
13. — Die Umgebung von Schuls (Unterengadinerfenster). Guide géologique de la Suisse. Exc. 95, Bâle 1934.
14. CORNELIUS H. P. Geologie der Err-Julier Gruppe. I. Teil. Mat. Carte géol. Suisse N. S., Livr. 70/I, 1935.
15. CROSS W., IDDINGS J. P., PIRSSON L. V. et WASHINGTON A. S. A quantitative chemico-mineralogical classification and nomenclature of igneous rocks. Journ. Geol. Vol. X. n° 6, 1902, p. 555.
16. DALY R. A. Igneous rocks and their origin. New-York 1914.
17. DEWEY H. et FLETT J. S. On some british pillow lavas and the rocks associated with them. Geol. Mag., Vol. VIII, 1912.
18. FLAHERTY G. F. Spilitic rocks of southeastern New-Brunswick. Journ. Geol. XLII, n° 8, 1934, p. 875.
19. GILLULY J. Keratophyres of eastern Oregon and the spilite problem. Amer. J. Sc. Vol. 29, 1935, p. 225.
20. GOLDSCHMIDT V. M. Stammestypen der Eruptivgesteine. Vidensk. Skr. I. Math. Natw. Kl., 1922, Nr. 10.
21. GRUBENMANN U. et TARNUZZER CHR. Beiträge zur Geologie des Unterengadins. Mat. Carte géol. Suisse N. S., Livr. 23, 1909.
22. GRUNAU H. Das Ophiolitvorkommen von Hauen am Jaunpass (Kt. Bern). Bull. suisse Min. Petr. Vol. 25, 1945, p. 311.
23. HILLEBRAND W. F. Analyse der Silikat- und Karbonatgesteine. Deutsche Ausgabe unter Mitwirkung des Verfassers, übersetzt und besorgt von E. Wilke-Dörfurt. Leipzig, 1910.
24. HJELMQUIST S. Kullait von Dalby. Geol. Fören. Förh. 52, 1930, p. 247.
25. JACCARD F. La région de la Brèche de la Hornfluh. Bull. Lab. Géol. Univ. Lausanne, n° 5, 1904.
26. JAKOB J. Anleitung zur chemischen Gesteinsanalyse. Borntraeger, Berlin, 1928.

27. JAKOB J. et DE QUERVAIN FR. Zwei Chloritsande aus alpinen Zerrklüften. Bull. suisse Min. Petr., vol. 19, 1939.
28. JOHANNSEN A. A descriptive petrography of the Igneous Rocks. Vol. 1 et 3, Chicago 1937.
29. LEHMANN E. Eruptivgesteine und Eisenerze im Mittel- und Oberdevon der Lahnmulde. Wetzlar, 1941.
30. LEWIS J. V. Origin of pillow lavas. Bull. Géol. Soc. Amer., vol. 25, 1914, p. 591.
31. LOEWINSON-LESSING F. Geologitcheskyi otcherk Iujno-Zaozerskyi Datchi i Denejkina Kamnia na ciev. Uraliè. Travaux de la Soc. des Naturalistes de St-Petersbourg. Vol. XXX, n° 5, Section de Géol. et Min.
32. LUGEON M. Les grandes nappes de recouvrement des Alpes du Chablais et de la Suisse. Bull. Soc. Géol. France (4), T. 1, 1901, p. 723.
33. MC KINSTRY H. E. Discussion: «Pillow lavas» of Borabora, Society Islands. Journ. Geol., vol. XLVII, 1939, p. 202.
34. MICHEL-LEVY A. Etudes sur les pointements de roches cristallines qui apparaissent au milieu du Flysch du Chablais, des Gêts aux Fenils. Bull. Carte Géol. France, t. III, Bull. n° 27, 1892, p. 39.
35. NABHOLZ W. K. Geologie der Bündnerschiefergebirge zwischen Rheinwald, Valsler- und Safiental. Ecl. Geol. Helv., Bd. 38, 1945, p. 1.
36. NIGGLI E. Das westliche Tavetscher Zwischenmassiv und der angrenzende Nordrand des Gotthardmassivs. Bull. Suisse Min. Petr., vol. 24, 1944, p. 58.
37. NIGGLI P. Der Taveyannazsandstein und die Eruptivgesteine der jung-mediterranen Kettengebirge. Bull. Suisse Min. Petr., vol. 2, 1922, p. 169.
38. — Gesteins- und Mineralprovinzen. Bd. I, Berlin 1923.
39. NIGGLI P., DE QUERVAIN FR. et WINTERHALTER R. U. Chemismus schweizerischer Gesteine. Mat. Carte géol. suisse, série géotechn., Livr. 14, 1930.
40. NIGGLI P. et LOMBAARD B. V. Das Bushveld als petrographische Provinz. Bull. Suisse Min. Petr., vol. 13, 1933, p. 110.
41. NIGGLI P. Über Molekularnormen zur Gesteinsberechnung. Bull. Suisse Min. Petr., vol. 16, 1936, p. 295.
42. — Die Magmentypen. Bull. Suisse Min. Petr., vol. 16, 1936, p. 335.
43. — Das Magma und seine Produkte. Bd. I: Physikalisch-chemische Grundlagen. Leipzig 1937.
44. — Die komplexe gravitative Kristallisationsdifferentiation. Bull. Suisse Min. Petr., vol. 18, 1938, p. 610.
45. NIGGLI P., KOENIGSBERGER J. et PARKER R. L. Die Mineralien der Schweizeralpen. Basel 1940.
46. RABOWSKY F. Les Préalpes entre le Simmental et le Diemtigtal. Mat. Carte géol. Suisse, N. S., Livr. 35, Berne 1920.
47. RICHEY J. E. et autres: Geology of Ardnamurchan, Northwest Mull and Cull. Mem. Geol. Surv. Scot. 1930.
48. RITTENER T. Les pointements cristallins de la zone du Flysch. A. Notice sur le pointement des Fenils. Bull. Soc. vaud. Sc. nat., vol. XXVIII, p. 180.
49. ROESSINGER G. et BONARD A. Les blocs cristallins de la Hornfluh (Préalpes bernoises). Bull. Soc. vaud. Sc. nat., vol. XXXVIII, n° 141.

50. ROSENBUSCH H. *Elemente der Gesteinslehre*. 4. Aufl. Stuttgart 1923.
51. SARGENT H. C. On a spilitic facies of Lower Carboniferous Lava-Flows in Derbyshire. *Quart. Journ. Geol. Soc.*, vol. 73, 1919, p. 11.
52. SCHROEDER J. W. La Brèche du Chablais entre Giffre et Drance et les roches éruptives des Gêts. Thèse. Arch. Soc. Phys. hist. nat. Genève, 5ème ser., vol. 21, 1939.
53. STARK J. T. Vesicular dikes and subaerial pillow lavas of Borabora, Society Islands. *Journ. Geol.*, vol. XLVI, Nr. 3, Part 1, 1938, p. 225.
54. — Discussion: Pillow lavas. *Journ. Geol.*, vol. XLVII, 1939, p. 205.
55. STAUB R. Der Bau der Alpen. *Mat. Carte géol. Suisse, N. S., Livr. 52*, 1924.
56. — Geologische Probleme um die Gebirge zwischen Engadin und Ortler. *Mem. Soc. Helv. Sc. nat.*, vol. 72, n° 1, 1937.
57. — Gedanken zum Bau der Westalpen zwischen Bernina und Mittelmeer. *Vierteljahrschr. natf. Ges. Zürich*. Jahrg. 82, 1937 et Jahrg. 87, 1942.
58. STEARNS H. G. Dans: *Proceeding of the Cordilleran section of the geological Soc. of Amer.*
59. STEINMANN G. Die ophiolitischen Zonen in den mediterranen Kettengebirgen. C. R. XIV. Congrès Intern. Géol., 1926.
60. SUNDIUS N. Beiträge zur Geologie des südlichen Teils des Kirunagebietes. *Vetenskapliga och pratiska Undersötninger i Lappland*, Uppsala 1915.
61. TERMIER P. Sur l'élimination de la chaux par métasomatose dans les roches éruptives basiques de la région du Pelvoux. *Bull. Soc. Géol. France*, t. 26, 1898, p. 165.
62. THEOBALD G. Die nordöstlichen Gebirge von Graubünden. *Mat. Carte géol. Suisse, Livr. 2*, 1868.
63. TOMKIEFF S. I et CHARLES E. M. The Killough-Ardglass Dykes swarm. *Quart. Journ. Geol. Soc.*, vol. XCVI/3, 1940, p. 321.
64. TRÖGER W. E. *Spezielle Petrographie der Eruptivgesteine*. Berlin 1935.
65. TSCHACHTLI B. S. Über Flysch und Couches rouges in den Decken der östlichen Préalpes Romandes. *Diss. Phil. II. Bern* 1941.
66. VUAGNAT M. Les grès de Taveyannaz du Val d'Illiez et leurs rapports avec les roches éruptives des Gêts. *Bull. Suisse Min. Petr.*, vol. 23, 1943, p. 353.
67. — Sur quelques roches éruptives des Préalpes Romandes. *Bull. Suisse Min. Petr.*, vol. 24, 1944, p. 378.
68. — Remarques préliminaires sur la pétrographie des roches éruptives basiques de la zone d'Arosa. *CRS Soc. Phys. Hist. nat. Genève*, vol. 61, 1944.
69. WASHINGTON H. S. *Chemical analysis of igneous rocks*. 1884—1913. U. S. Geol. Surv. Prof. Paper 99, 1917.
70. ZÜST O. Über granitische und diabasische Gesteine in der Umgebung von Ardez im Unterengadin. *Diss. Zürich* 1905.

Cartes géologiques

- A. CADISCH J. Arosa, 1:50 000, Carte spéciale 94A, 1922.
- B. CORNELIUS H. P. Geologische Karte der Err-Julier-Gruppe, 1:25 000, C. sp. 115 A (Westblatt).
- C. GRUBENMANN U. et TARNUZZER CHR. Geologische Karte des Unterengadins, 1:50 000, C. sp. 58, 1910.

- D. JACCARD H. Carte géologique du Pays d'Enhaut vaudois, 1:50 000, Bull. Soc. vaud. Sc. nat., vol. 20, n° 90, 1884.
- E. — Carte géologique de la région Rübli-Gummfluh, 1:25 000, Bull. Soc. vaud. Sc. nat., vol. 43, p. 107, 1907.
- F. RABOWSKY F. Simmental et Diemtigtal, 1:50 000, C. sp. 69, 1912.
- G. THEOBALD G. Feuille XV (Davos-Martinsbruck) de la Carte géologique suisse au 1:100 000, 1864.