Les éclogites et le complexe gabbroïque du val Sarsura (Silvretta)

Autor(en): **Thierrin, J.**

Objekttyp: **Article**

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

Band (Jahr): **63 (1983)**

Heft 2-3

PDF erstellt am: **28.04.2024**

Persistenter Link: https://doi.org/10.5169/seals-48746

Nutzungsbedingungen

Die ETH-Bibliothek ist Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Inhalten der Zeitschriften. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern.
Die auf der Plattform e-periodica veröffentlichten Dokumente stehen für nicht-kommerzielle Zwecke in Lehre und Forschung sowie für die private Nutzung frei zur Verfügung. Einzelne Dateien oder Ausdrucke aus diesem Angebot können zusammen mit diesen Nutzungsbedingungen und den korrekten Herkunftsbezeichnungen weitergegeben werden.
Das Veröffentlichen von Bildern in Print- und Online-Publikationen ist nur mit vorheriger Genehmigung der Rechteinhaber erlaubt. Die systematische Speicherung von Teilen des elektronischen Angebots auf anderen Servern bedarf ebenfalls des schriftlichen Einverständnisses der Rechteinhaber.

Haftungsausschluss

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

Ein Dienst der *ETH-Bibliothek*
ETH Zürich, Rämistrasse 101, 8092 Zürich, Schweiz, www.library.ethz.ch

http://www.e-periodica.ch

Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 63, 479–496, 1983

Les éclogites et le complexe gabbroïque du val Sarsura (Silvretta)

par *J. Thierrin**

Abstract

In the valley of Sarsura (NW of Zernez), we find beside other rocks a magmatic serie of calc-alkalic character (gabbro-complex), as well as important masses of eclogitic amphibolites.

The eclogite from which the latter derives has been found for the first time in the Silvretta nappe. It has probably a Caledonian age and was formed under minimal conditions of 698 °C and 12 kb. The eclogitic amphibolites actually found in lenses which certainly are due to a tectonical segregation in situ, are partially deformed and transformed into garnet-amphibolites along the main schistosity-surface of the Hercynian phase.

The rocks of the gabbro-complex (ultramafites, different norites and tonalites) are adjacent to and even intrude into the eclogitic amphibolites. Like these, they have been preserved from too intense Hercynian tectonogenesis, a fact that makes difficult the determination of their age. They show transformations that correspond to only one episode of Hercynian metamorphism (andesine- and oligoclase-amphibolite facies). Usually, the magmatic paragenesis are relatively well preserved in the melanocratic rocks which are less deformed than the leucocratic ones where the magmatic paragenesis is mostly transformed.

Keywords: eclogite, amphibolite, gabbros, Hercynian orogeny, Eastern Swiss Alps.

Résumé

Dans le haut vallon de Sarsura (NW de Zernez) affleurent entre autres, une suite magmatique calco-alcaline (complexe des gabbros), formée d'ultramafites, de diverses norites et de tonalites, ainsi que d'importantes masses d'amphibolites éclogitiques.

L'éclogite dont ces dernières dérivent a été trouvée pour la première fois dans la Silvretta. Elle s'est formée probablement au Calédonien, sous les conditions minimales de 698 °C et 12 kb. Les amphibolites éclogitiques qui affleurent maintenant sous forme de lentilles dues certainement à une ségrégation tectonique in situ, sont partiellement déformées et transformées en amphibolites à grenats, le long du plan de schistosité principale hercynienne.

Les roches du complexe des gabbros jouxtent et intrudent localement ces amphibolites éclogitiques, et ont aussi, comme celles-ci, été préservées d'une tectonique hercynienne trop intense, ce qui rend difficile l'estimation de l'âge de leur formation. Elles montrent des transformations correspondant à un seul épisode métamorphique hercynien du faciès amphibolitique à andésine et oligoclase. En général, leur paragenèses magmatiques sont relativement bien conservées dans les roches mélanocrates, moins déformées, et transformées dans les roches leucocrates, plus déformées.

* Institut de Minéralogie et de Pétrographie de l'Université, bvd de Pérolles, CH-1700 Fribourg.

1. Introduction

Le val Sarsura se situe en Engadine, au NW de Zernez. Très bien décrites par SPAENHAUER (1932), ses roches font partie du cristallin de la Silvretta. Elles forment le flanc Nord d'un grand pli (pli de Zernez) dont la largeur peut atteindre 5 km, et dont l'axe est très incliné dans un plan axial 60/75 NW. L'esquisse géologique (fig. 1) présente les principaux types de roches du vallon.

Par rapport au travail de SPAENHAUER (1932), l'étude de la partie supérieure du vallon de Sarsura (THIERRIN, 1982) a apporté comme éléments nouveaux:

- la découverte d'éclogites à paragenèse antérieure à celle des amphibolites éclogitiques,
- la définition d'une suite magmatique (complexe des gabbros) d'un point de vue pétrographique, chimique et structural.

2. Les éclogites et méta-éclogites

Dans le val Sarsura, on observe de grandes lentilles d'amphibolites éclogitiques, séparées des autres roches par des limites bien définies. On peut y voir tous les faciès de transformation de l'éclogite, en passant par l'amphibolite éclogitique (à symplectite), jusqu'à l'amphibolite à grenats (à kélyphite), ces roches ayant subi, par places, une blastomylonitisation.

2.1. Analyse pétrographique (fig. 2, tableau 1)

L'éclogite est une roche de couleur vert-claire due à la présence d'omphacites, ponctuée de grenats roses, avec la paragenèse principale suivante:

$$gr + omph + ru + py + ilm\ *$$

Les grenats montrent plusieurs générations de cristallisations, englobant les schistosités S_1 et S_2 (très marquée), et associée à la schistosité S_3 (faible). Au centre (fig. 3), ils sont riches en inclusions interprétées comme étant les reliques d'une paragenèse ancienne pré-métamorphisme éclogitique, à laquelle est associée la schistosité S_1:

$$plag^I + hbl^I + qz^I \pm ilm \pm Ti\text{-}aug$$

* les abréviations des minéraux sont données aux fig. 2 et 8.

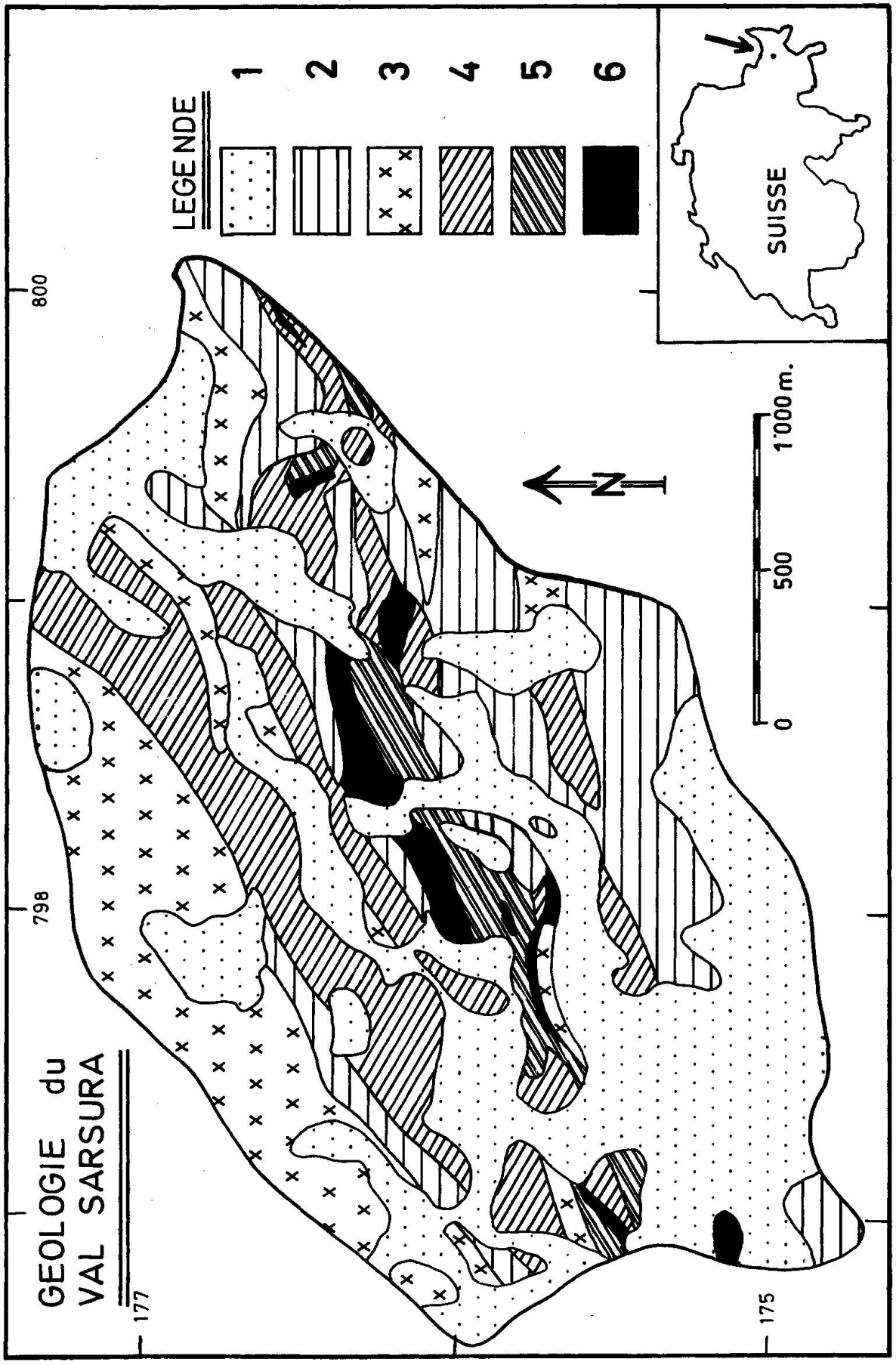

Fig. 1 Esquisse géologique du vallon de Sarsura (THIERRIN, 1982), avec couverture quaternaire (1), gneiss schisteux (2), gneiss œillés de type Flüela principalement (3), amphibolites (4), complexe des gabbros (5) et amphibolites éclogitiques (6).

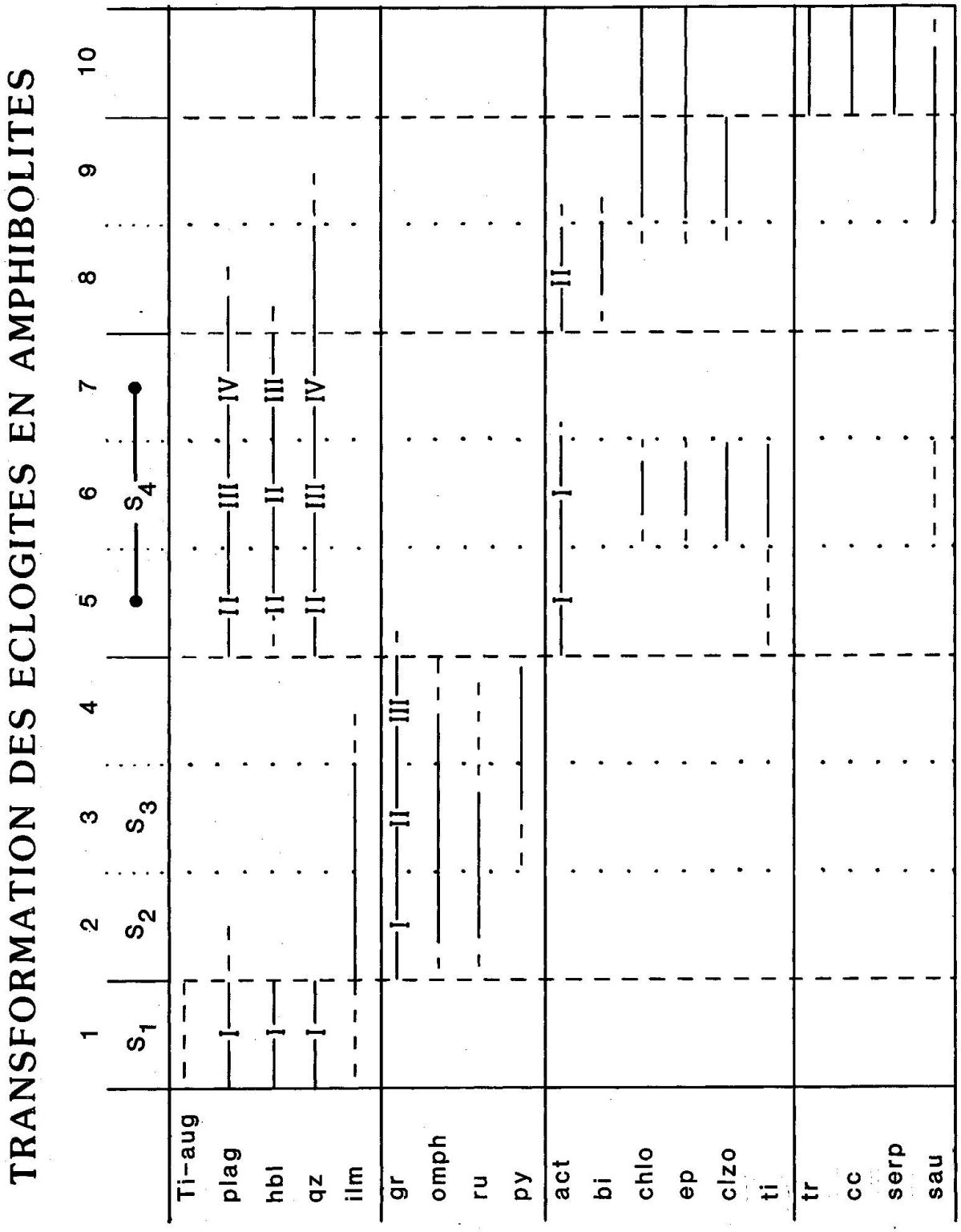

Fig. 2 Paragenèses successives des éclogites jusqu'aux amphibolites. S_1 - S_4 = schistosités métamorphiques successives. 1 = ancienne paragenèse supposée. 2 = première cristallisation de l'éclogite. 3 = cristallisation principale de l'éclogite. 4 = dernière cristallisation de l'éclogite. 5 = paragenèse de l'amphibolite éclogitique. 6 = paragenèse de l'amphibolite à grenats. 7 = paragenèse des blastomylonites. 8 = dernière blastèse, postérieure à la schistosité S_4. 9 = rétromorphose. 10 = minéraux de fissures. Ti-aug = Ti-augite, plag = plagioclase, hbl = hornblende verte, qz = quartz, ilm = ilménite, gr = grenat: omph = omphacite, ru = rutile, py = pyrite, act = actinolite, bi = biotite, chlo = chlorite, ép = épidote, clzo = clinozoïsite, ti = titanite, tr = trémolite, cc = calcite, serp = serpentine, sau = saussurite. Les gr^{I}, gr^{II} et gr^{III} sont chimiquement homogènes à la microsonde et sont abrégés gr dans le texte.

Tableau 1 Résultats des analyses modales (% vol.) de différentes roches du val Sarsura: Signification des figurés, cf. fig. 4, carré plein = éclogite.

N° de l'éch:	ST 179 ●	ST 210 ●	ST 208 ●	ST 177 ○	ST 5 ▲	ST 279 ■	ST 222 ○	ST 233 ○	ST 11 □	ST 142 ▭	ST 101 ▭
Olivine	58	74	75	46			12	10			
Orthopyroxène	42	26	21	21			44	50	33		
Clinopyroxène			4				2	7	10		
Omphacite						58					
Symplectite					62	11					
Hornblende										1	1
Opaques				1			2	4	4		
Plagioclase				32			40	28	49	76	59
Biotite								1		1	2
Grenat					37	31					
Quartz										22	38

Les omphacites millimétriques s'arrangent dans une texture légèrement parallèle S_3, schistosité principale du métamorphisme éclogitique. Des omphacites apparaissent aussi en inclusions lenticulaires allongées et parallèles (S_2) à l'intérieur des grenats. Le long du plan de schistosité S_4, schistosité principale du métamorphisme hercynien, les omphacites se transforment en symplectite:

$$\text{omph} \rightarrow \text{plag}^{II} + \text{act}^{I} + \text{qz}^{II}, \text{microgrenus et vermiculaires.}$$

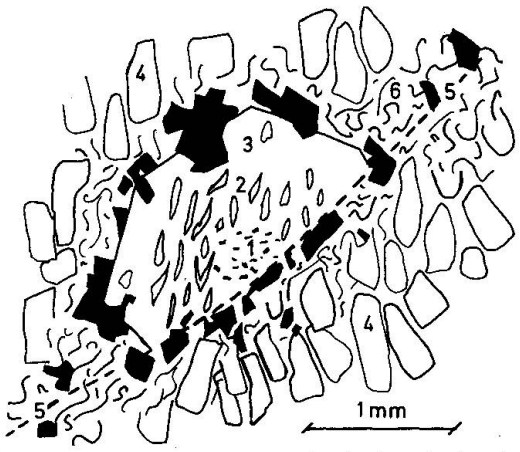

Fig. 3 Description schématique des éléments constituant l'éclogite. (1): Partie centrale des grenats, avec inclusions très fines de plag, qz et hbl verte, alignées dans une schistosité S_1. (2): Zone intermédiaire de croissance des grenats avec inclusions lenticulaires d'omphacites alignées dans la première schistosité – très forte – du métamorphisme éclogitique S_2. (3): Partie externe des grenats pauvre en inclusions, associée à la paragenèse principale éclogitique. (4): Omphacites formant la schistosité S_3, faiblement marquée, liée à la paragenèse éclogitique principale. (5): Plan de la schistosité principale du métamorphisme amphibolitique hercynien, S_4, le long duquel les omphacites se transforment en symplectite (6), et auquel est associée la croissance tardive d'hornblende verte (noir).

L'amphibolite à symplectite ou amphibolite éclogitique (Eklogitamphibolit, SPAENHAUER, 1932) est le premier stade de transformation des éclogites durant le métamorphisme hercynien; les grenats restant stables, nous voyons apparaître au détriment de la paragenèse éclogitique:

$$\text{sympl} + \text{hbl}^{II} + \text{plag}^{III} + \text{qz}^{III}$$

L'amphibolite à grenats ou amphibolite à kélyphite représente un stade plus avancé de transformation des éclogites. Les grenats se décomposent à partir des bords en kélyphite (plagioclase + hornblende + chlorite + épidote + clinozoïsite, en microcristaux). Au détriment de la symplectite cristallisent de nouveaux minéraux donnant lieu à la paragenèse amphibolitique hercynienne:

$$\text{plag}^{III} + \text{hbl verte}^{II} + \text{qz}^{III} + \text{ép}$$

Les blastomylonites amphibolitiques. En zones étroites, noires et à forte schistosité, elles traversent les méta-éclogites. Elles présentent des polygones microcristallins strictement alignés de hornblende verte^{III}, plagioclase^{IV} et de quartz^{IV} accompagnés d'amas lenticulaires et boudinés de saussurite (anciens grenats).

2.2. Origine des éclogites et conditions du métamorphisme éclogitique

SPAENHAUER avait avancé en 1932 l'hypothèse que les éclogites et les amphibolites seraient les termes métamorphiques des norites du complexe des gabbros. Pour des roches semblables de l'Oetztal, MILLER (1970) avait soutenu une hypothèse identique. Nos analyses montrent cependant que le chimisme des méta-éclogites n'est pas comparable avec celui des roches du complexe des gabbros.

Comparées avec les norites mélanocrates dont le contenu en silice est similaire (fig. 4), les méta-éclogites contiennent un excédent de fer, calcium, alumine, sodium et titane, et un déficit notable en magnésium. Des divergences semblables apparaissent dans le diagramme AFM (fig. 5) où les méta-éclogites s'individualisent en direction du pôle F, par rapport à la série du complexe des gabbros.

Les conditions de l'événement éclogitique peuvent être cernées en se basant sur les analyses chimiques des grenats coexistant avec les omphacites (tableau 2). Ainsi, considérant une pression minimale vraisemblable de 12 kb (YODER, 1976), les températures calculées pour la formation de la paragenèse éclogitique à l'aide des formules de ELLIS et GREEN (1979) sont:

$$698 \pm 10\,^{\circ}\text{C pour } 12 \text{ kb}$$
$$730 \pm 10\,^{\circ}\text{C pour } 25 \text{ kb}$$

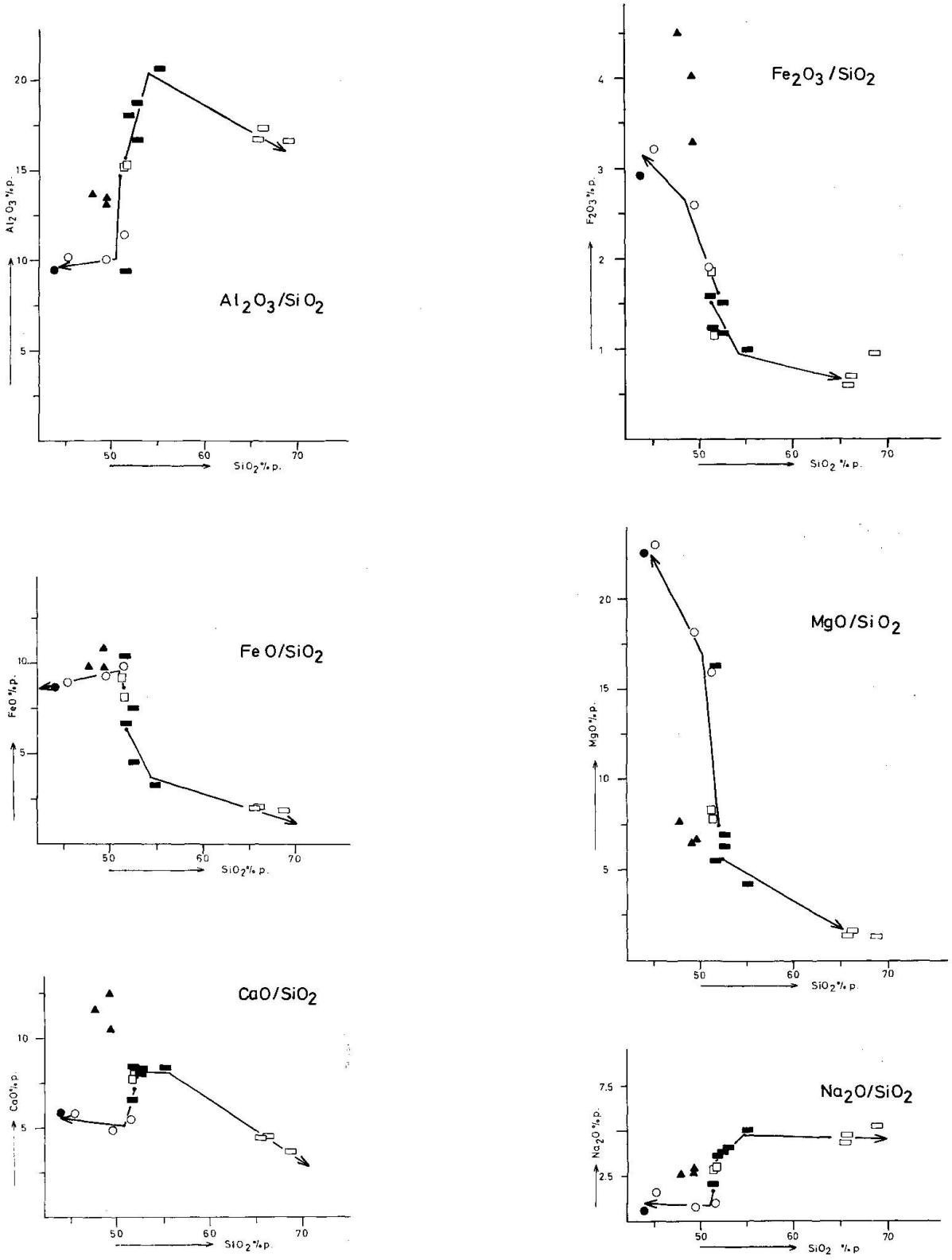

Fig. 4 Diagrammes de variation (type Harker) de quelques composants principaux pour les roches du complexe des gabbros et les amphibolites éclogitiques (cf. texte p. 484 et 492). Cercles pleins = ultramafites, cercles vides = norites gabbroïques à olivine avec texture de cumulat, carrés vides = norites gabbroïques, rectangles pleins = flasergabbros, rectangles vides = tonalites, triangles = amphibolites à symplectite.

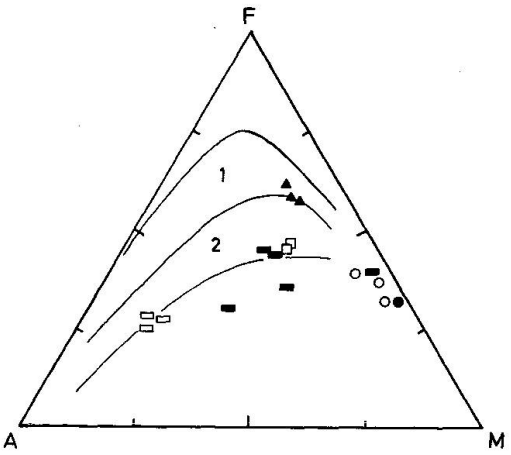

Fig. 5 Diagramme AFM (A = $Na_2O + K_2O$; F = $FeO + Fe_2O_3$; M = MgO) indiquant la position des laves de la série tholéiitique (1) et de la série calco-alcaline (2) du Japon (d'après KUNO, 1968); les figurés (légende fig. 4) correspondent aux roches du complexe gabbroïque et aux amphibolites à symplectite. Explications: cf. texte p. 484 et 492.

Tableau 2 Analyse des composants de l'éclogite (% poids) exécutée à la microsonde. Les éléments principaux ont les compositions suivantes:
Grenats: gros 25, alm 57, pyr 17, spes 1.
Omphacites: diops 49, hed 14, jad 32, acm 5.
Ces deux minéraux présentent des compositions stables et non zonées, contrairement aux observations microscopiques dans les grenats. Les amphiboles et les plagioclases sont des minéraux secondaires hercyniens.
*: Nombre d'analyses par type de minéral.
**: Les nombres entre parenthèses correspondent à la déviation standard des résultats sur le nombre total d'analyses.

ANALYSE DES COMPOSANTS DE L'ECLOGITE

	Grenats: 13*		Omphacites: 20*		Amphiboles: 5*		Plagioclases: 2*
SiO_2	38.62	(0.3)**	54.81	(1.2)	41.76	(5.5)	66.40
CaO	9.26	(0.4)	15.83	(1.8)	12.24	(2.2)	2.03
FeO	26.85	(0.6)	6.67	(0.9)	16.60	(4.0)	-.-
MgO	4.39	(0.5)	9.43	(1.0)	7.52	(2.1)	-.-
MnO	0.66	(0.3)	-.-	-.-	0.51	(0.8)	-.-
Al_2O_3	20.76	(0.3)	7.61	(1.5)	14.44	(3.2)	20.61
Na_2O	0.03	(0.03)	5.38	(1.1)	3.67	(1.3)	10.17
K_2O	-.-	-.-	-.-	-.-	0.06	(0.08)	-.-
H_2O	-.-	-.-	-.-	-.-	2.30	-.-	-.-
Total	100.56		99.73		99.10		99.21

Il est rappelé que FRAPOLLI (1975) avait estimé les conditions suivantes pour le métamorphisme régional de facies amphibolitique hercynien:

550–650 °C et 5–7 kb.

3. Le complexe des gabbros

Ce complexe est constitué par *cinq types de roches magmatiques principales;* ce sont des ultramafites, des gabbros non déformés, à structure massive, des gabbros déformés à texture parallèle (flasergabbros), des gabbros blastomylonitisés et des tonalites. Il s'agit d'une suite magmatique différenciée avant l'intrusion, dont la plupart des termes ont été affectés par le métamorphisme hercynien, à différents degrés de déformation et de recristallisation.

3.1. Observations sur le terrain

Malheureusement, on ne voit que très peu de *contacts intrusifs* sur le terrain. Les figures 6 et 7 montrent d'une part le gabbro pegmatitique (cf. chap. 3.2.) imprégnant localement des amphibolites. C'est là qu'il est totalement intact, non déformé. D'autre part, les tonalites bréchifient amphibolites éclogitiques, amphibolites, gabbros et gabbros flasérisés[1]. Des contacts intrusifs vers les autres roches métamorphiques ou entre les termes pétrographiques respectifs du complexe des gabbros n'ont pas pu être observés; ils sont oblitérés par des failles ou des zones mylonitiques.

Ces *zones mylonitiques* apparaissent à l'intérieur et sur chaque côté du complexe; elles affectent les roches encaissantes (gneiss schisteux, gneiss œillés, amphibolites éclogitiques et amphibolites) comme le complexe des gabbros lui-même. On voit en effet que de telles zones étroites s'étendent au milieu du complexe de manière parallèle à l'allongement de celui-ci. Elles déchirent progressivement flasergabbros, gabbros, brèches d'intrusion et tonalites, jusqu'à former des blastomylonites.

L'analyse des *éléments tectoniques* montre une nette différence entre les roches encaissantes et le complexe des gabbros. Dans le val Sarsura et la région du pli de Zernez, les amphibolites et les gneiss œillés encaissants montrent une schistosité principale plissée selon le seul style de plis ouverts du type «Schlinge» dont l'orientation moyenne des axes est 170/60° N. Sur le flanc NW du pli de Zernez, les roches ont généralement un pendage de 60–80° N. Par contre, les roches du complexe des gabbros s'inclinent de 80° N jusqu'à 80° S! Un autre fait à souligner est la présence de zones mylonitiques à blastomylonitiques seulement dans, sur le pourtour ou dans l'immédiate proximité du complexe des gabbros: Ces mylonites, ainsi que les inclusions d'anciennes éclogites plissées dans les tonalites (gneiss tonalitique), montrent un style de plis isoclinaux, pin-

[1] Il s'agit de la «Gabbroide Breccie» dont SPAENHAUER (1932) donne une illustration.

Fig. 6 Gabbro pegmatitique flasérisé (sous la tête du marteau, avec les hypersthènes déchirés et partiellement actinolitisés - petites taches noires - dans une pâte blanche saussuritique), à quelques mètres d'une intrusion dans des amphibolites (masse noire). Il est progressivement transformé en blastomylonite (parties claires, en bas à droite) avec la roche encaissante (lignes foncées). Coord.: 798.000/175.830. Longueur du marteau: 35 cm.

cés et à flancs très allongés, observé nulle part ailleurs dans le vallon, et dont l'orientation générale des axes est 75/30° W.

Ces éléments cités démontrent l'individualité du complexe des gabbros dans son cadre de roches métamorphiques.

3.2. Analyse pétrographique (tableau 1)

Les ultramafites: Observées en éboulis seulement, elles occurent probablement sous forme de xénolites dans les flasergabbros. Vert-foncées, à pâte fine, elles possèdent la paragenèse primaire:

$$ol + hyp + cpx \pm plag\ (saussurite)$$

Les transformations secondaires apparaissent comme suit:

$$ol\ (= chrysolithe) \rightarrow iddingsite + serp + mt + tc$$
$$hyp \rightarrow cum + mt + Mg\text{-}chlo$$

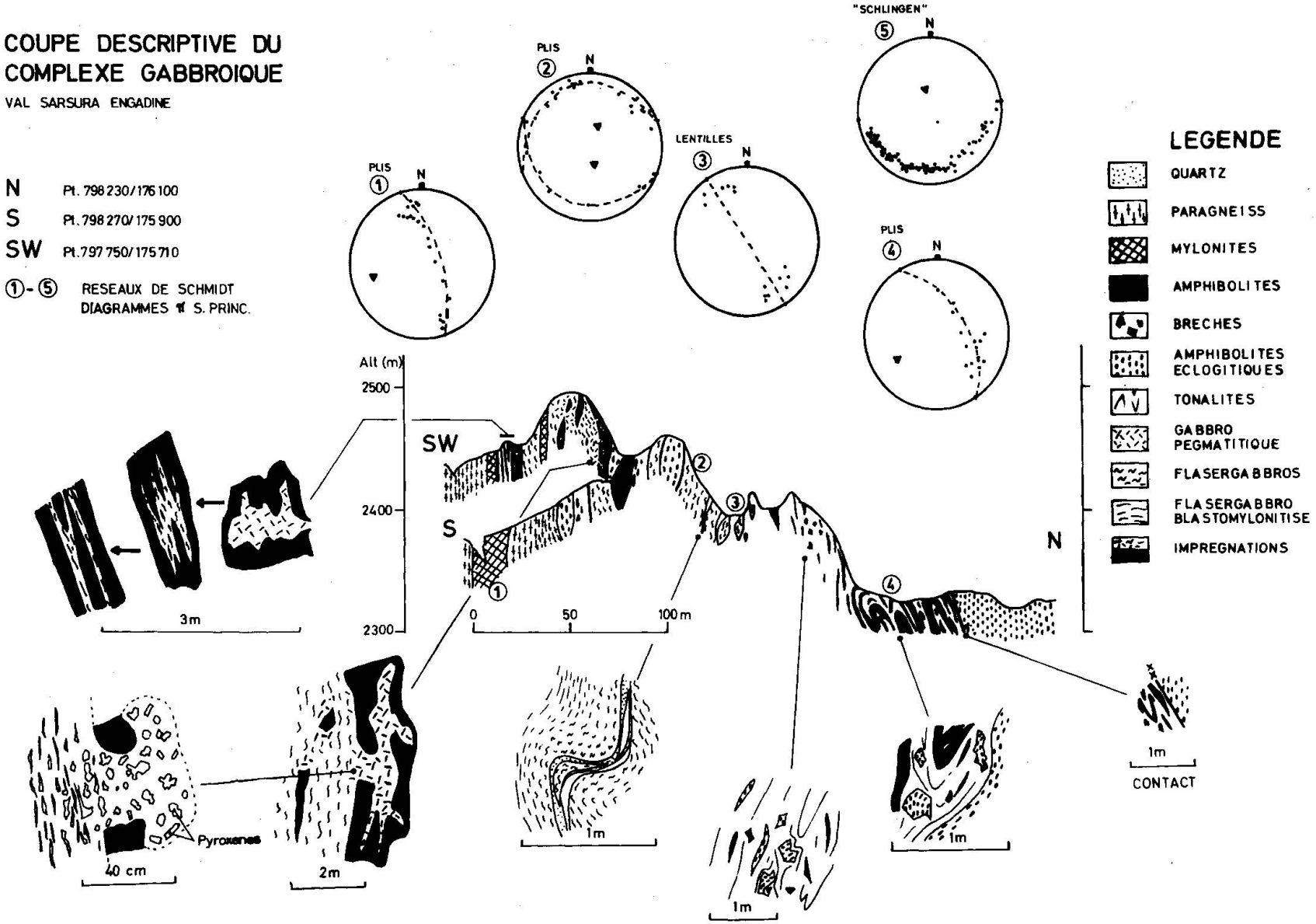

Fig. 7 Coupe descriptive du complexe des gabbros, dans sa partie la mieux déployée, montrant schématiquement les relations existant entre ses différents constituants, et celles qu'il entretient avec les amphibolites éclogitiques. Les différentes figures montrent en détail ce qu'il est possible d'observer sur le terrain: de gauche à droite, les intrusions du gabbro pegmatitique dans des amphibolites (lentilles) avec flasérisation et blastomylonitisation, un contact entre deux lentilles de flasergabbro, des éléments bréchiques plus ou moins déformés dans les tonalites, et le contact (faille) entre le complexe des gabbros et les amphibolites éclogitiques.
On observe aussi le style de plis typique associé à la déformation des roches du complexe des gabbros: ① dans les blastomylonites, ④ dans des inclusions amphibolitiques près du contact avec les amphibolites éclogitiques, et ③: contours de lentilles de flasergabbros. D'autres plissements à axes subverticaux dans les flasergabbros ② s'apparentent au style de plissements de type «Schlingen» ⑤ observé dans les roches à l'extérieur du complexe des gabbros.

Les gabbros n'ayant subi aucune déformation sont de trois types:

a) *Les norites gabbroïques à olivine* ont une texture cumulative; elles accompagnent les ultramafites et apparaissent en xénolites dans les flasergabbros et les tonalites. Elles sont noires, avec, disséminées, des taches millimétriques blanches de saussurite. Les ol, hyp et plag idiomorphes (grandeur max.: 4 mm) sont entourés par des pœciloblastes centimétriques et squelettiques de plag et de cpx, formant ainsi une texture cumulative. La paragenèse est:

ol + hyp + plag + cpx + ilm + bi

b) *Les norites gabbroïques* sont le faciès non déformé des flasergabbros. Elles apparaissent aussi comme éléments sombres dans les brèches de gabbros et en xénolites dans les tonalites. De texture grenue, elles contiennent des hypersthènes idiomorphes (grandeur moyenne 5 mm) entourés de saussurite blanche, et présentent:

plag + hyp + diops + ilm + bi + ap + ol ou qz

c) *Le gabbro pegmatitique:* Il n'apparaît non déformé que dans les figures d'imprégnation qu'il forme à l'intérieur des amphibolites. C'est une norite gabbroïque leucocrate composée de grands hypersthènes (jusqu'à 5 cm de long), de plagioclase partiellement saussuritisé, de quartz, d'ilménite, d'apatite et de pyrrhotine.

Les flasergabbros sont le faciès de déformation peu intense des norites gabbroïques. Ils apparaissent en masses isolées ou en lentilles décamétriques homogènes dans les tonalites. Les anciens hypersthènes se présentent en flammèches centimétriques foncées dans la pâte blanche saussuritique (fig. 8).

a) *Premier stade de déformation:* Nous voyons une microgranulation des plagioclases devenant ainsi incompétents, et, autour des pyroxènes, la formation d'une couronne double de réaction. Celle-ci se compose d'actinote au contact des pyroxènes, et d'un liséré étroit de grenats et de chlorites au contact avec la saussurite. A proximité, dans la saussurite, de fines albites recristallisent:

hyp + plag → act + gr + chlo + ab

b) *Deuxième stade de déformation:* Les anciens pyroxènes se transforment en lentilles d'actinote microgrenue. Les grenats s'individualisent progressivement et grandissent. Dans la saussurite cristallisent des micrograins d'oligoclase, et des taches de clinozoïsite y apparaissent.

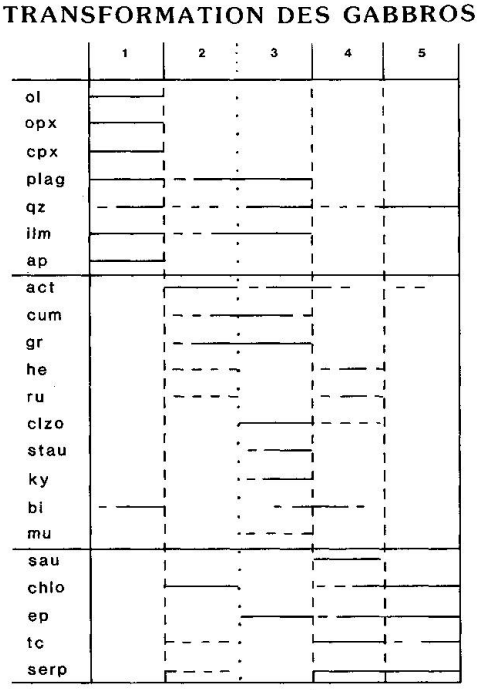

Fig. 8 Transformation des gabbros au cours du métamorphisme hercynien. 1 = paragenèse magmatique. 2 = premier et deuxième stade de déformation des gabbros en flasergabbros, avec recristallisation métamorphique hercynienne. 3 = blastomylonites. 4 = rétromorphose post-faciès amphibolitique hercynien. 5 = minéraux de fissures. ol = olivine, opx = orthopyroxène, cpx = clinopyroxène, plag = plagioclase, qz = quartz, ilm = ilménite, ap = apatite, act = actinolite, cum = cummingtonite, gr = grenat, hé = hématite, ru = rutile, clzo = clinozoïsite, stau = staurotide, ky = disthène, bi = biotite, mu = muscovite, sau = saussurite, chlo = chlorite, ép = épidote, tc = talc, serp = serpentine.

Les gabbros blastomylonitisés: Ils concrétisent le stade ultime de déformation des gabbros. Le principal assemblage de recristallisation complète (transformation d'un gabbro pegmatitique riche en plagioclase) montre la paragenèse:

olig + cum + act + gr + ép. + clzo + stau + ky

Cet assemblage correspond au faciès amphibolitique à andésine et oligoclase des roches mafiques ou au faciès amphibolitique à almandin des roches riches en alumine: Les conditions métamorphiques estimées pour un tel assemblage à l'aide des diagrammes de WINKLER (1979), se situent entre 550 et 650 °C pour des pressions supérieures à 5,5 kb. Ces valeurs correspondent avec celles que FRAPOLLI (1975) a déterminées pour le même épisode métamorphique hercynien, dans les métapélites de la région du col de la Flüela.

Les tonalites et méta-tonalites: Composant environ les ⅔ du complexe, elles possèdent généralement une texture parallèle d'origine métamorphique; ce sont donc des gneiss tonalitiques. A de rares endroits, spécialement lorsqu'elles for-

ment la matrice claire des brèches de gabbros, elles conservent leur texture magmatique originelle avec la paragenèse:

$$\text{plag (An 25–30)} + \text{qz} + \text{ap} + \text{act} + \text{bi} \pm \text{musc} \pm \text{gr} \pm \text{opaques}$$

Les paragenèses secondaires sont composées de saussurite, chlorite, quartz, séricite, plag, épidote, clinozoïsite et de préhnite.

3.3. Analyse chimique

Une approche sur le plan chimique des roches constituant le complexe des gabbros (tableau 3) confirme ce que les observations de terrain laissent entrevoir, à savoir:

- la non-équivalence chimique entre les éclogites et les roches du complexe des gabbros (cf. chap. 2.2.),
- l'existence d'une série magmatique différenciée calco-alcaline entre les ultramafites et les flasergabbros, pouvant englober aussi les tonalites comme élément ultime de la série.

La figure 4 présente, mises à part les méta-éclogites, les composants principaux des diverses roches du complexe des gabbros comparés à leurs teneurs en SiO_2. En reliant les différents points obtenus, on aperçoit deux fléchissements importants des droites. Le premier, à 51% poids SiO_2, intervient entre le groupe des roches à texture de cumulat et les norites gabbroïques. Le deuxième, à 54% poids SiO_2, apparaît entre les flasergabbros et les tonalites. Si la corrélation entre les ultramafites, les norites gabbroïques à olivine, les norites gabbroïques et les flasergabbros est aisée (arguments pétrographiques et chimiques), et permet d'affirmer que nous sommes en présence d'une même série de roches à différents stades de différenciation, des membres pétrographiques reliant les flasergabbros aux tonalites manquent encore. Cependant, les arguments pétrographiques et de terrain font penser que ces deux derniers types de roches sont liés génétiquement. La figure 5 tend à confirmer cette hypothèse. Nous voyons en effet que les différents types de roches du complexe des gabbros s'alignent sur une courbe (introduite par KUNO, 1968), correspondant à une série magmatique calco-alcaline. Concernant le type de magma parental des gabbros, il s'agit, selon le tétraèdre de YODER et TILLEY (1962), d'un magma basaltique de type tholéiite à olivine.

3.4. Histoire du complexe des gabbros

L'étude du complexe des gabbros, basée sur des faits nouveaux du terrain, de l'analyse pétrographique et chimique permet l'élaboration d'une chronologie

Tableau 3 Résultat des analyses chimiques (% poids) des roches du complexe des gabbros et d'amphibolites éclogitiques. Signification des figurés, cf. fig. 4.

TABLEAU DES ANALYSES CHIMIQUES (% poids) DES ROCHES DU VAL SARSURA.

Numéro:	ST 178 ●	ST 177 ○	ST 202 ▲	ST 243 ▲	ST 217 ▲	ST 211 ○	ST 233 ○	ST 174 □	ST 173 □	ST 196 ▬	ST 180 ▬	ST 232 ▬	ST 194 ▬	ST 231 ▬	ST 302 ▭	ST 134 ▭	ST 224 ▭
SiO_2	43.89	45.22	47.80	49.29	49.38	49.38	51.28	51.42	51.45	51.49	51.72	52.64	52.67	54.97	65.53	66.11	68.73
TiO_2	0.35	0.31	1.87	1.85	2.42	0.50	0.93	1.99	2.25	0.84	2.06	1.11	0.61	0.59	0.33	0.38	0.32
Al_2O_3	9.52	10.14	13.66	13.50	13.16	10.00	11.49	15.30	15.21	9.33	13.10	16.71	13.81	20.84	16.80	17.35	16.74
Fe_2O_3	2.92	3.22	4.50	3.28	4.02	2.60	1.89	1.85	1.13	1.21	1.58	1.14	1.51	0.98	0.58	0.68	0.94
FeO	8.66	8.80	9.74	9.65	10.87	9.30	9.76	8.23	9.35	10.39	6.59	7.44	4.49	3.24	1.99	1.98	1.83
MnO	0.16	0.19	0.23	0.22	0.24	0.22	0.23	0.19	0.19	0.22	0.15	0.18	0.12	0.08	0.05	0.07	0.06
MgO	22.25	22.98	7.59	6.54	6.53	18.16	16.07	7.82	8.18	16.23	5.45	6.32	6.91	4.26	1.40	1.65	1.35
CaO	5.79	5.81	11.53	12.37	10.38	4.89	5.45	8.05	7.92	6.48	8.23	8.26	7.90	8.27	4.40	4.46	3.63
Na_2O	0.61	1.64	2.59	2.75	2.91	0.78	2.02	3.01	3.13	0.96	3.58	3.92	3.90	5.01	4.69	4.35	5.28
K_2O	0.06	0.16	0.21	0.07	0.08	0.54	0.48	0.78	0.59	0.19	0.79	0.70	0.37	0.54	0.70	1.34	0.83
P_2O_5	0.05	0.05	0.16	0.17	0.21	0.05	0.14	0.17	0.17	0.16	0.16	0.15	0.08	0.10	0.08	0.10	0.08
G.V.	5.07	2.09	0.40	0.32	0.25	3.71	1.16	1.17	1.07	2.30	1.76	1.67	2.70	2.31	1.45	1.48	1.29
Total	99.63	100.59	100.28	100.02	100.46	100.10	100.88	99.96	100.63	99.79	100.17	100.24	100.07	101.18	98.00	99.95	101.09

relative des événements conduisant à la formation du complexe. Dans l'ordre chronologique croissant, nous avons:

- Mise en place d'un magma basaltique en profondeur, début de différenciation magmatique (probablement par cristallisation fractionnée gravitative).
- Intrusion des termes différenciés et du magma primitif gabbroïque tholéiitique le long d'un plan de cisaillements profonds (on trouve des flasergabbros en lentilles disposées selon une ligne tout autour du pli de Zernez, cf. carte géol. 1:25000 Zernez), dans une phase tardi ou post-métamorphisme éclogitique, et avant la tectonique hercynienne en «Schlingen».
- Bréchification partielle des roches mélanocrates et intrusion des tonalites.
- Mouvements cisaillants avec flasérisation importante des gabbros, déformation pénétrative des tonalites et formation de blastomylonites sous les conditions du faciès amphibolitique hercynien. Conservation de volumes relativement importants de reliques pétrographiques, non touchés par les déformations et transformations pénétratives hercyniennes.

4. Problématique

Concernant les *éclogites et leurs variantes transformées,* plusieurs observations de terrain et en coupes minces (reliques de grenats dans les amphibolites, fig. 1, et transformation progressive, localement, des amphibolites éclogitiques en amphibolites), tendent à faire émettre l'hypothèse suivante: Les amphibolites qui forment une grande partie des roches du val Sarsura auraient aussi subi, à l'instar des amphibolites à symplectite, le métamorphisme de faciès éclogitique. La transformation des éclogites en amphibolites à symplectite seulement, et leur disposition sous forme de lentilles métriques à hectométriques, semble indiquer que, comme dans le complexe des gabbros, les roches peu déformées n'ont pas été totalement transformées durant le métamorphisme hercynien. Ainsi, appliquant les observations de HEINRICH (1982), ces lentilles d'amphibolites éclogitiques ne seraient pas des roches étrangères transportées tectoniquement depuis le bas, mais des reliques in situ, préservées sous forme de lentilles plus rigides, d'un métamorphisme de faciès éclogitique, antérieur au faciès amphibolitique hercynien. Cet épisode éclogitique aurait alors affecté toutes les amphibolites et roches anciennes de la région. Selon cette hypothèse, s'il faut donner un âge au métamorphisme éclogitique, la raison de simplicité et de continuité des événements serait de le placer dans une phase haute pression éohercynienne. Cependant, la présence toute proche de l'orthogneiss de type Flüela d'âge 427 m.a. (GRAUERT, 1969) infirme cette hypothèse: En effet, sous les conditions métamorphiques minimales indiquées pour la formation de la paragenèse éclogitique, ce gneiss granitique aurait dû subir l'anatexie, ce qui

n'est pas le cas. Si elle n'est pas remontée tectoniquement, l'éclogite se serait formée à une époque plus anienne que 427 m.a. Dans ce cas, elle serait certainement contemporaine aux migmatites calédoniennes que l'on observe dans les unités anciennes de la Silvretta et dont l'âge est compris entre 418 et 500 m.a. (GRAUERT, 1969).

Pour leur part, *les roches du complexe des gabbros* sont postérieures aux éclogites puisqu'elles les intrudent. Comme pour les amphibolites éclogitiques, le même processus de ségrégration tectonique in situ est la cause de leur conservation partielle. Nous comprenons alors pourquoi on ne trouve des blastomylonites que dans ces zones où la roche, plus résistante, a été préservée sous forme de reliques lenticulaires. Nous comprenons aussi pourquoi certaines norites non déformées n'ont pas subi de transformation minéralogique et pourquoi certains flasergabbros peu déformés montrent des paragenèses secondaires de faciès schistes verts, alors que les blastomylonites, dans l'immédiate proximité, ont des assemblages de faciès amphibolitique à pression supérieure à 5,5 kb: Dans les roches étudiées, le degré de transformation minéralogique n'est pas seulement lié aux conditions T et P du métamorphisme, mais aussi à l'importance de la déformation. Ainsi, malgré les traces d'intrusion intactes de la part du gabbro pegmatitique dans des amphibolites et malgré la tectonique différenciée à l'intérieur du complexe des gabbros, la formation de ce complexe est antérieure aux mouvements cisaillants pénétratifs provoquant la formation de la schistosité principale S_4 hercynienne et la formation des paragenèses amphibolitiques qui les a accompagnés. Afin de déterminer plus précisément l'âge de ce complexe, des observations dans d'autres régions de la nappe de la Silvretta où affleurent des roches semblables, et des datations radiométriques, s'avèrent nécessaires.

Remerciements

Je tiens tout particulièrement à remercier le professeur M. Maggetti pour sa grande collaboration à tous les stades de l'étude présentée, le professeur J.-F. von Raumer et mes amis des Instituts de Minéralogie de Fribourg et de Berne pour les discussions intéressantes et enrichissantes. Grand merci aussi au professeur G. Galetti pour la facture des analyses chimiques, à mon collègue B. Stöckert ainsi qu'aux assistants techniques de l'Institut, pour leur aide précieuse.

Littérature

ELLIS, D. J., GREEN. D. H. (1979): An experimental study of the effect of Ca upon garnet-clinopyroxene Fe-Mg exchange equilibria. Contrib. Mineral. Petrol. 71, 13-22.

FRAPOLLI, G. (1975): Geologia della regione del passo della Flüela. Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 55, 307-364.

GRAUERT, B. (1969): Die Entwicklungsgeschichte des Silvrettakristallins aufgrund radiometrischer Altersbestimmungen. Inauguraldissertation, München, 166 S.

HEINRICH, C. (1982): Kyanite-eclogite to amphibolite facies evolution of hydrous mafic and pelitic rocks, Adula nappe, Central Alps. Contrib. Mineral. Petrol. 81, 30–38.

KUNO, H. (1968): Differenciation of basaltic magma. In Hess and Poldervaart. Basalts 2, 623–668, Interscience, New York.

MILLER, C. (1970): Petrology of some eclogites and metagabbros of Oetztal Alps, Tirol. Contrib. Mineral. Petrol. 28, 42–56.

SPAENHAUER, F. (1932): Petrographie und Geologie der Grialetsch-Vadret-Sarsura-Gruppe, GR. Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 12, 27–146.

THIERRIN, J. (1982): Géologie et pétrographie du val Sarsura, Grisons. Travail de diplôme, Inst. Mineral. Petrogr., Fribourg.

WINKLER, H. (1979): Petrogenesis of metamorphic rocks, Springer Verlag, 5th edition, New York.

YODER, H. S. (1976): Generation of basaltic magma. Nat. Acad. of Sciences, Washington.

YODER, H. S., TILLEY, J. (1962): Origin of basalt magmas: An experimental study of natural and synthetic rock systems. Jour. of Petrol. 3, 342–532.