



HAL
open science

Les Mélanges ophiolitiques de la région d'Esfandagheh (Iran méridional) : étude pétrologique et structurale, interprétation dans le cadre iranien

Mossayeb Sabzehei

► **To cite this version:**

Mossayeb Sabzehei. Les Mélanges ophiolitiques de la région d'Esfandagheh (Iran méridional) : étude pétrologique et structurale, interprétation dans le cadre iranien. Tectonique. Université Scientifique et Médicale de Grenoble, 1974. Français. NNT: . tel-00574969

HAL Id: tel-00574969

<https://theses.hal.science/tel-00574969>

Submitted on 9 Mar 2011

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

T H E S E

présentée

à l'Université Scientifique et Médicale de Grenoble
pour obtenir le grade de Docteur ès Sciences Naturelles

**LES MELANGES OPHIOLITQUES DE LA REGION
D'ESFANDAGHEH (IRAN MERIDIONAL)
- ETUDE PETROLOGIQUE ET STRUCTURALE .
- INTERPRETATION DANS LE CADRE IRANIEN.**

par

Mossayeb SABZEHEI

Ingénieur au Service Géologique de l'Iran

soutenue le 18 Avril 1974 devant la commission d'examen :

MM. R. MICHEL Professeur U.S.M.G. Président

P. GIRAUD Professeur U.S.M.G. Examineur

P. VIALON - - Rapporteur

P. BEARTH Professeur à l'Université de Bâle

N. KHADEM Directeur du Service Géologique de
l'Iran.

A. VATAN Professeur honoraire à l'Université
technique de Téhéran et à l'Institut
français du pétrole.

Examineurs
invités

Doctorat d'Etat
n° d'enregistrement au C.N.R.S. : A.O. 9753

Président : Monsieur Michel SOUTIF
Vice-Président : Monsieur Gabriel CAU

PROFESSEURS TITULAIRES

MM.	ANGLES D'AURIAC Paul	Mécanique des fluides
	ARNAUD Georges	Clinique des maladies Infectieuses
	ARNAUD Paul	Chimie
	AUBERT Guy	Physique
	AYANT Yves	Physique approfondie
Mme	BARBIER Marie-Jeanne	Electrochimie
MM.	BARBIER Jean-Claude	Physique expérimentale
	BARBIER Reynold	Géologie appliquée
	BARJON Robert	Physique nucléaire
	BARNOUD Fernand	Biosynthèse de la cellulose
	BARRA Jean-René	Statistiques
	BARRIE Joseph	Clinique chirurgicale
	BEAUDOING André	Pédiatrie
	BENOIT Jean	Radioélectricité
	BERNARD Alain	Mathématiques Pures
Mme	BERTRANDIAS Françoise	Mathématiques Pures
MM.	BESSON Jean	Electrochimie
	BEZES Henri	Chirurgie générale
	BLAISBERT Maurice	Mathématiques Pures
	BOLLIET Louis	Informatique (IUT B)
	BONNET Georges	Electrotechnique
	BONNET Jean-Louis	Clinique ophtalmologique
	BONNETAIN Lucien	Chimie minérale
	BONNET-EYMARD Joseph	Pathologie médicale
	BONNIER Etienne	Electrochimie Electrometallurgie
	BOUCHERLE André	Chimie et Toxicologie
	BOUCHEZ Robert	Physique nucléaire
	BOUSSARD Jean-Claude	Mathématiques Appliquées
	BRAVARD Yves	Géographie
	BRISSONNEAU Pierre	Physique du Solide
	BUYLE-BODIN Maurice	Electronique
	CABANAC Jean	Pathologie chirurgicale
	CABANEL Guy	Clinique rhumatologique et hydrologie
	CALAS François	Anatomie
	CARRAZ Gilbert	Biologie animale et pharmacodynamie
	CAU Gabriel	Médecine légale et Toxicologie
	CAUQUIS Georges	Chimie organique
	CHABAUTY Claude	Mathématiques Pures
	CHARACHON Robert	Oto-Rhino-Laryngologie
	CHATEAU Robert	Thérapeutique
	CHENE Marcel	Chimie papetière
	CHIBON Pierre	Biologie animale
	COEUR André	Pharmacie chimique
	CONTAMIN Robert	Clinique gynécologique
	COUDERC Pierre	Anatomie Pathologique
	COUMES André	Radioélectricité
	CRAYA Antoine	Mécanique
Mme	DEBELMAS Anne-Marie	Matière médicale
MM.	DEBELMAS Jacques	Géologie générale
	DEGRANGE Charles	Zoologie
	DEPORTES Charles	Chimie minérale
	DESRE Pierre	Métallurgie
	DESSAUX Georges	Physiologie animale

MM.	DODU Jacques	Mécanique appliquée
	DOLIQUE Jean-Michel	Physique des plasmas
	DREYFUS Bernard	Thermodynamique
	DUCROS Pierre	Cristallographie
	DUGOIS Pierre	Clinique de Dermatologie et Syphillographie
	FAU René	Clinique neuro-psychiatrique
	FELICI Noël	Electrostatique
	GAGNAIRE Didier	Chimie physique
	GALLISSOT François	Mathématiques Pures
	GALVANI Octave	Mathématiques Pures
	GASTINEL Noël	Analyse numérique
	GAVEND Michel	Pharmacologie
	GEINDRE Michel	Electroradiologie
	GERBER Robert	Mathématiques Pures
	GERMAIN Jean-Pierre	Mécanique
	GIRAUD Pierre	Géologie
	KAHANE André	Physique générale
	KLEIN Joseph	Mathématiques Pures
	KOSZUL Jean-Louis	Mathématiques Pures
	KRAVTCHENKO Julien	Mécanique
	KUNTZMANN Jean	Mathématiques Appliquées
	LACAZE Albert	Thermodynamique
	LACHARME Jean	Biologie végétale
	LAJZEROWICZ Joseph	Physique
	LATREILLE René	Chirurgie générale
	LATURAZE Jean	Biochimie pharmaceutique
	LAURENT Pierre	Mathématiques Appliquées
	LEFFA Jean	Clinique médicale B
	LLIBOUTRY Louis	Géophysique
	LONDROUQUE Jean-Pierre	Physique nucléaire
	LOUP Jean	Géographie
Mlle	LUIGI Elisabeth	Mathématiques Pures
	MALCHANCE Bernard	Mathématiques Pures
	MALLETES Yves	Clinique obstétricale
	MARTIN-NOEL Pierre	Seméiologie médicale
	MAZARE Yves	Clinique médicale A
	MICHEL Robert	Minéralogie et Pétrographie
	MOURIQUAND Claude	Histologie
	MOUSSA André	Chimie nucléaire
	NEEL Louis	Physique du Solide
	OZENDA Paul	Botanique
	PAUTHENET René	Electrotechnique
	PAYAN Jean-Jacques	Mathématiques Pures
	PEBAY-PEYROULA Jean-Claude	Physique
	PERRET René	Servomécanismes
	RASSAT André	Chimie systématique
	RENARD Michel	Thermodynamique
	REULOS René	Physique industrielle
	RINALDI Renaud	Physique
	ROGET Jean	Clinique de pédiatrie et de puériculture
	DE ROUGEMONT Jacques	Neurologie
	SANTON Lucien	Mécanique
	SEIGNEURIN Raymond	Microbiologie et Hygiène
	SENGEL Philippe	Zoologie
	SILBERT Robert	Mécanique des fluides
	SOUTIF Michel	Physique générale
	TANCHE Maurice	Physiologie
	TRAYNARD Philippe	Chimie générale
	VAILLANT François	Zoologie
	VALENTIN Jacques	Physique Nucléaire
	VAUQUOIS Bernard	Calcul électronique
Mme	VERAIN Alice	Pharmacie galénique
M.	VERAIN André	Physique
MM.	VEYRET Paul	Géographie
	VIGNAIS Pierre	Biochimie médicale
	YOCCOZ Jean	Physique nucléaire théorique

PROFESSEURS ASSOCIES

MM. CHEEKE John	Thermodynamique
GILLESPIE John	I.S.N.
ROCKAFELLAR Ralph	Mathématiques appliquées
WOHLFARTH Erich	Physique du solide

PROFESSEURS SANS CHAIRE

MM. BELORIZKY Eile	Physique
BENZAKEN Claude	Mathématiques appliquées
BERTRANDIAS Jean-Paul	Mathématiques appliquées
BIAREZ Jean-Pierre	Mécanique
Mme BONNIER Jane	Chimie générale
MM. CARLIER Georges	Biologie végétale
COHEN Joseph	Electrotechnique
DEPASSEL Roger	Mécanique des Fluides
DURAND Francis	Métallurgie
GAUTHIER Yves	Sciences biologiques
GAUTRON René	Chimie
GIDON Paul	Géologie et Minéralogie
GLENAT René	Chimie organique
HACQUES Gérard	Calcul numérique
IDELMAN Simon	Physiologie animale
JANIN Bernard	Géographie
JOLY Jean-René	Mathématiques pures
JULLIEN Pierre	Mathématiques appliquées
Mme KAHANE Josette	Physique
MM. MAYNARD Roger	Physique du solide
MULLER Jean-Michel	Thérapeutique
PERRIAUX Jean-Jacques	Géologie et minéralogie
PFISTER Jean-Claude	Physique du solide
PIERY Yvette	Physiologie animale
POUJOUJADOFF Michel	Electrotechnique
REBECQ Jacques	Biologie (CUS)
REVOL Michel	Urologie
REYMOND Jean-Charles	Chirurgie générale
ROBERT André	Chimie papetière
SARRAZIN Roger	Anatomie et chirurgie
SARROT-REYNAULD Jean	Géologie
SIBILLE Robert	Construction Mécanique
SIROT Louis	Chirurgie générale
Mme SOUTIF Jeanne	Physique générale
MM. VIALON Pierre	Géologie
VAN CUTSEM Bernard	Mathématiques appliquées
ZADWORNY François	Electronique

MAITRES DE CONFERENCES ET MAITRES DE CONFERENCES AGREGES

Mie AGNIUS-DELORD Claudine	Physique pharmaceutique
ALARY Josette	Chimie analytique
MM. AMBLARD Pierre	Dermatologie
AMBROISE-THOMAS Pierre	Parasitologie
ARMAND Yves	Chimie

MM. BEGUIN Claude	Chimie organique
BILLET Jean	Géographie
BLIMAN Samuel	Electronique (EIE)
BLOCH Daniel	Electrotechnique
Mme BOUCHE Liane	Mathématiques (CUS)
MM. BOUCHET Yves	Anatomie
BOUVARD Maurice	Mécanique des Fluides
BRODEAU François	Mathématiques (IUT B)
BRUGEL Lucien	Energétique
BUISSON Roger	Physique
BUTEL Jean	Orthopédie
CHAMBAZ Edmond	Biochimie médicale
CHAMPETIER Jean	Anatomie et organogénèse
CHERADAME Hervé	Chimie papetière
CHIAVERINA Jean	Biologie appliquée (EFP)
COHEN-ADDAD Jean-Pierre	Spectrométrie physique
COLOMB Maurice	Biochimie médicale
CONTE René	Physique
COULOMB Max	Radiologie
CROUZET Guy	Radiologie
CYROT Michel	Physique du solide
DELOBEL Claude	M.I.A.G.
DUSSAUD René	Mathématiques (CUS)
Mme ETERRADOSSI Jacqueline	Physiologie
MM. FAURE Jacques	Médecine légale
FONTAINE Jean-Marc	Mathématiques Pures
GENSAC Pierre	Botanique
GIDON Maurice	Géologie
GRIFFITHS Michaël	Mathématiques Appliquées
GROULADE Joseph	Biochimie médicale
GUITTON Jacques	Chimie
HOLLARD Daniel	Hématologie
HUGONOT Robert	Hygiène et Médecine préventive
IVANES Marcel	Electricité
JANBERT Pierre	Histologie
JANBERT Jean-Claude	Physique du Solide
KERZELIAK Sacha	Mathématiques appliquées
KIRCHER Gérard	Physique
LACOMBE Jean-Louis	Physique
Mme LAFFROUWICZ Jeannine	Physique
MM. LANCIA Roland	Physique atomique
LE JUNTER Noël	Electronique
LEFOY Philippe	Mathématiques
LOISEAUX Jean-Marie	Physique Nucléaire
LUU DUC Cuong	Chimie Organique
MACHE Régis	Physiologie végétale
MAGNIN Robert	Hygiène et Médecine préventive
MARECHAL Jean	Mécanique
MARTIN-BOUYER Michel	Chimie (CUS)
MICHOULIER Jean	Physique (I.U.T. "A")
MICLOUD Max	Maladies infectieuses
MOREAU René	Hydraulique (INP)
NEGRE Robert	Mécanique
PARAMELLE Bernard	Pneumologie
PECCOUD François	Analyse (IUT B)
PEFFEN René	Métallurgie
PELMONT Jean	Physiologie animale
PERRET Jean	Neurologie
PERRIN Louis	Pathologie expérimentale
PHELIP Xavier	Rhumatologie

MM. RACHAIL Michel	Médecine Interne
RACINET Claude	Gynécologie et obstétrique
RAYNAUD Hervé	M.I.A.G.
RENAUD Maurice	Chimie
RICHARD Lucien	Botanique
Mme RINAUDO Marguerite	Chimie macromoléculaire
MM. ROMIER Guy	Mathématiques (IUT B)
SHOM Jean Claude	Chimie Générale
STIEGLITZ Paul	Anesthésiologie
STOEBNER Pierre	Anatomie pathologique
VEILLON Gérard	Mathématiques Appliquées (INP)
VOOG Robert	Médecine Interne
VIROUSOS Constantin	Radiologie

MAITRES DE CONFERENCES ASSOCIES

MM. CRABLEE Pierre	C.E.R.M.O.
CURRIE Jan	Mathématiques appliquées
YACOUD Mahmoud	Médecine légale

CHARGES DE FONCTIONS DE MAITRES DE CONFERENCES

Mme BERIEL Hélène	Physiologie
Mme RENAUDET Jacqueline	Microbiologie

Fait le 1.10.73

AVANT - PROPOS

A l'issue de ce travail, je voudrais remercier tous ceux qui m'ont aidé d'une manière ou d'une autre dans sa réalisation.

A cette occasion, et avec un très vif plaisir, c'est tout d'abord à Monsieur P. VIALON qu'iront mes remerciements pour l'aide qu'il a pu me fournir tant sur le plan scientifique, linguistique qu'humain. C'est à lui que je dédie cette thèse, non seulement parce qu'il a été à l'origine du travail entrepris, mais surtout pour le temps qu'il a su m'accorder sans réserve afin de me pousser à bien. En réalité, par delà ce travail c'est toute l'équipe de pétrographie du Service géologique de l'Iran qui lui est reconnaissante du nouvel esprit scientifique qu'il a su lui inculquer.

Je tiens à remercier Monsieur le professeur R. MICHEL, pour l'accueil qu'il m'a réservé tout au long de mon séjour à Grenoble. C'est grâce à lui que j'ai pu obtenir les moyens matériels de faire ces études en France. Enfin je veux lui présenter tous mes remerciements pour avoir accepté de présider le jury de ma thèse.

Ma reconnaissance va également à Monsieur le professeur P. GIRAUD qui, outre sa gentillesse, s'est toujours montré disponible pour les problèmes scientifiques ou matériels que j'ai pu lui soumettre.

Je serai toujours reconnaissant à l'égard de Monsieur N. KHADEM, directeur du Service géologique de l'Iran, qui m'a permis de rester en France pour me perfectionner.

Je ne saurais oublier la patience et la gentillesse de Madame J. BOCQUET, toujours prête à m'aider dans mes problèmes scientifiques et à me soutenir durant mes difficultés qu'elles aient été morales ou humaines. J'espère qu'elle acceptera la profonde gratitude que je tiens à lui exprimer ici.

Je remercie Monsieur J. GIRAULT pour l'aide qu'il m'a apportée dans la solution de mes problèmes minéralogiques.

Je voudrais remercier également Mesdames B. USELLE et F. KELLER de l'Institut Dolomieu ainsi que R. AHMADIAN et JAHANGARD du Service géologique de l'Iran pour les analyses chimiques qu'elles ont pu m'effectuer.

Je remercie aussi Madame A. TELMAT pour la patience qu'elle a su manifester tout au long de la frappe du texte.

Nombreux encore sont ceux, membres du personnel enseignant et techniciens de l'Institut Dolomieu, à qui je voudrais exprimer ici ma reconnaissance pour l'aide et l'amitié qu'ils ont su me montrer. Qu'ils sachent que je tiens à leur exprimer tous mes remerciements.

Enfin et surtout c'est à ma femme, qui a su faire siens tous les problèmes propres à une famille au travers d'une d'une vie de solitude et d'isolement qu'ira ma profonde gratitude. Ses multiples encouragements et sa patience m'ont permis de consacrer la totalité de mon temps à l'aboutissement de ce travail.

SOMMAIRE

Résumé en français	
Résumé en anglais	
Liste des figures	
Liste des planches	
Liste des tableaux	

I. - PREMIERE PARTIE - INTRODUCTION

I-1. - OBJECTIFS GENERAUX DE L'ETUDE	1
I-2. - PRESENTATION GEOGRAPHIQUE DU SECTEUR ETUDIE	2
I-3. - CADRE GEOLOGIQUE REGIONAL	4
I-4. - HISTORIQUE DES ETUDES ANTERIEURES	8
I-5. - MOYENS ET METHODES MIS EN OEUVRE POUR LA PRESENTE ETUDE	8

II. - DEUXIEME PARTIE - GEOLOGIE REGIONALE DE LA REGION D'ESFANDAGHEH

II-1. - INTRODUCTION	19
II-2. - LA ZONE DE SARGAZ-ABSHUR	19
II-2-1 - Introduction	19
II-2-2 - Géologie générale	20
A : Les métamorphites ou complexe de Sargaz-Abshur proprement dit	20
A-1 - Introduction	20
A-2 - Géologie régionale du complexe de Sargaz-Abshur	20
a) caractères lithologiques	21
b) âge du matériel originel	22
c) déformations et métamorphismes	22
A-3 - Pétrographie et pétrologie	33
a) introduction	33
b) minéralogie	34
c) pétrographie	36
d) pétrogenèse	42
A-4 - Conclusion	46
A-5 - Le métamorphisme thermique de contact dû aux ultrabasites et basites de la phase M ₃	46
a) introduction - généralités	46
b) localisation des intrusions et de leurs contacts avec le complexe de Sargaz-Abshur	47
c) les roches basiques	47
d) les roches carbonatées	65
e) les roches pélitiques	80
f) conclusion à l'étude de la phase M ₃ de métamorphisme thermique	86

	<u>Pages</u>
B-1-5 - Les faciès à actinote et talc -----	213
B-1-6 - Trémolites et actinotites -----	213
B-1-7 - Les faciès à anthophyllite et talc -----	213
B-1-8 - Talcschistes, -----	213
B-1-9 - Chloritoschistes -----	213
B-1-10 - Serpentinites à aragonite -----	213
B-1-11 - Conclusion à l'étude pétrographique des roches ultrabasiques métamorphisées et faciès associés -----	213
B-2 - Les roches métamorphiques d'origine volcanique et/ou sédimentaire -----	214
B-2-1 - Les faciès peu transformés -----	214
a) roches à caractère sédimentaire -----	214
a-1) radiolarite -----	214
a-2) calcaire à Globotruncana -----	215
a-3) argilites rouges -----	215
a-4) greywackes -----	215
b) roches à caractères volcaniques -----	215
c) conclusion à l'étude des roches peu transformées -----	217
B-2-2 - Les faciès nettement métamorphiques -----	217
a) les faciès éclogitiques -----	218
b) les faciès rouges siliceux et argilitiques rubanés -----	230
c) micaschistes divers -----	234
d) les diabases prasinitiques -----	239
e) les faciès carbonatés -----	241
f) les gneiss ovarditiques -----	242
B-3 - Pétrographie du volcano-pluton de Siah-Kuh -----	245
C : Pétrogenèse -----	248
C-1 - Nature du métamorphisme -----	248
C-1-1 - phase "m" -----	248
C-1-2 - phase $m_1 d_1$ -----	251
C-1-3 - phase $m_2 d_2$ -----	257
C-1-4 - conclusion -----	258
C-2 - Problèmes particuliers -----	259
a) les éclogites -----	259
b) la spilitisation -----	263
II-3-4. - Conclusion générale à l'étude de la zone du "coloured melange" -----	265
III. - TROISIEME PARTIE - INTERPRETATION, MODELE STRUCTURAL ET CONCLUSION GENERALE -----	273
III-1. - RESUME DE LA GEOLOGIE REGIONALE -----	273
A. - LA ZONE DE SARGAZ-ABSHUR -----	273
B. - LA ZONE DU "COLOURED MELANGE" -----	275
C. - PROBLEMES POSES PAR LA REGION D'ESFANDAGHEH -----	276
III-2. - MODELE PETROSTRUCTURAL INTERPRETATIF -----	280
A. - INTRODUCTION -----	280
B. - MODELE STRUCTURAL PROPOSE -----	280
B-1 - L'exemple de la Mer Rouge ou la phase d'expansion -----	280
B-2 - La phase de serrage -----	287
B-3 - Le modèle évolutif complet et sa place dans le cadre iranien -----	291
III-3. - CONCLUSION GENERALE -----	295
BIBLIOGRAPHIE -----	300

RESUME

Le présent travail a trait essentiellement aux problèmes pétrostructuraux posés par deux suites ophiolitiques situées dans la région d'Esfandagheh, en Iran central méridional. Ces ophiolites ont enregistré deux importants événements, identiques dans les deux suites, mais d'âges différents :

- 1 - Les empreintes d'une phase d'expansion de type océanique,
- 2 - Les traces de compressions tectoniques.

Cela se traduit comme suit :

- COMPLEXE METAMORPHIQUE DE SARGAZ -ABSHUR

Ce complexe est composé de micaschistes, quartzites, schistes verts, amphibolites et, de façon moins abondante, de marbres. Ces roches dérivent essentiellement de faciès dévoniens appartenant stratigraphiquement à l'épaisse séquence de roches volcaniques et sédimentaires déposées de l'Infracambrien au Trias dans d'étroits bassins linéaires ou "rifts", entaillés dans le bouclier cratonique précambrien irano-arabique. Ces rifts se sont développés exactement de la même façon que la Mer Rouge actuelle et sont comme elle caractérisés par des volcanites tholéitiques et d'épais dépôts détritiques qui contrastent avec les sédiments carbonatés de la plate-forme adjacente.

Ces dépôts de rifts ont d'abord été métamorphisés statiquement, à la manière d'un fond océanique. Les phases compressives ultérieures apparaissent avec l'orogénèse paléocimérienne, elles sont caractérisées par :

- a) - formation de schistes à glaucophane, dont la paragenèse se superpose au métamorphisme initial précédent, du fond océanique ;
- b) - plissement E-W à fort aplatissement et schistosité de plan axial, contemporains d'un métamorphisme syntectonique ;
- c) - la schistosité nouvellement formée est plissée en même temps que se développe une phase de recristallisation de type Abukuma ;
- d) - après relâchement des compressions toutes ces métamorphites sont envahies par un magma basaltique tholéitique? Celui-ci se différencie en une suite de roches grenues rubanées allant des dunites-harzburgites-pyroxénolites-gabbros jusqu'à des granophyres. A leur contact se développe un métamorphisme thermique avec des cornéennes et des skarns dans des conditions estimées à 950 - 1000° C et 1,5 kb.

Les conglomérats du Jurassique inférieur reposent en discordance angulaire sur toutes ces métamorphites et roches éruptives.

L'activité magmatique basaltique (cf. d)) est le prélude à la naissance d'un autre bassin comparable à la Mer Rouge s'ouvrant dans le craton ancien où s'associent les métamorphites paléocimériennes. Ce nouveau "rift" qui se développe à partir de la fin du Trias, est celui du "coloured melange".

- LA ZONE DU "COLOURED MELANGE"

Ce bassin contient une séquence à shales, greywackes, radiolarites, coulées de laves en coussins, diabases... qui s'est déposée du Trias supérieur à l'Eocène. Ces roches subissent aussi un premier métamorphisme comparable à celui du fond océanique, dans le faciès amphibolite à albite et épidote. Ultérieurement elles sont comprimées pendant l'orogénèse alpine proprement dite, et la suite des événements suivants s'y retrouve :

a) - en une étape précoce de la compression les fluides sont remobilisés et grâce à la présence d'écrans imperméables constitués par les ultrabasites, mis en pression dans certains secteurs. Un métamorphisme HP/BT développe les paragenèses typiques à glaucophane-aegyrine-aragonite-lawsonite-pumpellyite-pectolite. Ces recristallisations se font aux dépens des roches précédemment métamorphisées pendant la période d'expansion ;

b) - ces métamorphites sont ensuite plissées et métamorphisées à nouveau dans une phase syntectonique sous les conditions du faciès Schistesverts.

Ces événements se produisent après l'Eocène et avant le Pliocène. Les phases de plissements plio-pléistocènes déforment plus tard tous ces faciès.

On conclut par une application aisée du modèle de la tectonique de plaques au temps de l'expansion et de la création des rifts comparables à celui de la Mer Rouge. Par contre le modèle de la subduction du type Japon est moins facilement applicable pour expliquer les phases de serrage et de fermeture.

ABSTRACT

The present thesis deals essentially with petrostructural studies of two ophiolitic sequences situated in the Esfandagieh region of southern central Iran. These ophiolites have registered the imprint of two important events :

- 1 - An expansion phase of oceanic type ;
- 2 - A compressional type of tectonics. The ophiolite-bearing sequences are as follows :

I. - SARGAZ-ABSHUR METAMORPHIC COMPLEX

This complex is composed of micaschists, quartzites, greenschists, amphibolites, and minor marbles, all essentially derived from Devonian rocks belonging to a stratigraphically thick sequence of Infracambrian to Triassic age. They represent the thick volcanic and/or sedimentary rocks deposited in a narrow "rift"-like basin running parallel to the Zagros thrust-line in the Arabian-Iranian Precambrian shield. The rift-like basin developed exactly in the same manner as the Red Sea, and is characterized by tholeiitic basic volcanics and by thick detritic sediments contrasting with its adjacent platform carbonate deposits. These volcanic and/or sedimentary rocks were first statically in a manner comparable to ocean floor metamorphism. They subsequently suffered compressional forces during the early kimmerian orogenic phase which is itself characterized by the following sequence of events :

- a) Glaucophaneschist metamorphism acting upon rocks already submitted to ocean floor metamorphism.
- b) Development of highly flattened E-W folds with axial penetrative schistosity and syntectonic metamorphism.
- c) Folding of this newly formed schistosity, development of a high temperature, Abukuma-type metamorphism.
- d) After release of compressional forces a basaltic magma of tholeiitic composition invades the already metamorphosed rocks. This basaltic magma is differentiated into a sequence of layered igneous rocks starting with dunite-harzburgite-pyroxenite-gabbro, and ending with granophyre. At the contact between these intrusions, the metamorphic rocks are converted into contact metamorphic hornfelses, and skarns. A temperature of 950-1000° C and a pressure around 1.5 kb are estimated for the formation of the latter phase.

The lower jurassic conglomerates are found in angular unconformity over the aforementioned igneous and metamorphic rocks. The magmatic activity (d) is the prelude to the evolution of another oceanic Red Sea type basin which was created in late Triassic time by the extension of cratonized rocks of early kimmerian orogenic phase. This Red Sea-type basin is called "Coloured melange".

II. - "COLOURED MELANGE" ZONE

This is another Red Sea-type basin in which a sequence of shales, greywackes, radiolarites, pillow-lavas, and diabases are formed in a period lasting from late Triassic until Eocene time. These rocks first underwent static recrystallisation (albite-epidote-amphibolite facies), comparable with ocean floor metamorphism. Subsequently, they were tectonically compressed in the alpine orogenesis, by the following sequence of events :

a) In an early compressional stage, the fluids were reactivated ; in a sealed environment of ultrabasics the result was a high pressure, low temperature metamorphism with typical glaucophane-aegyrine-aragonite-lawsonite-pumpellyite-pectolite parageneses. The metamorphism was superimposed on rocks already recrystallised in ocean floor metamorphism.

b) Later the metamorphic rocks were folded and a syntectonic metamorphism developed in the greenschist facies.

These events (a and b) were post-Eocene, but pre-Pliocene in age. The rocks were refolded during Plio-Pleistocene.

It is concluded that plate tectonics model can be easily applied to the expansion phase and to the evolution of the Red Sea-type basin, but the subduction model of Japanese type does not readily fit to the compression features.

LISTE DES FIGURES

<u>Figures</u>	<u>Pages</u>
1 - Situation géographique du secteur étudié -----	3
2 - Carte géologique de la zone de Sanandaj-Sirjan et de la zone du Zagros -----	Hors texte
3 - Carte géologique de la région d'Esfandagheh -----	Hors texte
4 - Diagrammes des tectonites paléocimériennes à Kuh-e-Mahar, 80 kilomètres NE-Neiriz -----	24
5 - Diagrammes des tectonites paléocimériennes (L ₁) -----	27
6 - Diagrammes des tectonites paléocimériennes (S ₁) -----	29
7 - Diagrammes des tectonites paléocimériennes (L ₂) -----	31
8 - Porphyroblastes de grenat plissé pendant la phase M ₂ D ₂ -----	40
9 - Courbes des équilibres univariants -----	43
10 - Carte géologique montrant le contact des roches intrusives avec les métamorphites du complexe de Sargaz-Abshur -----	48
11 - Coupe schématique de la vallée d'Abshur montrant le contact entre les amphibolites et les roches ultrabasiques -----	49
12 - Association poecilitique dans une cornéenne basique -----	54
13 - Répartition des amphibolites et cornéennes sur le diagramme de la Roche (1968) -----	59
14 - Diagrammes de YODER et TILLEY (1962) -----	63
15 - Domaines d'équilibre des feldspaths-K, des micas et de la kaolinite en fonction du rapport K ⁺ /H ⁺ et de la température d'après HEMLEY (1959) -----	64
16 - Répartition des minéraux virtuels des amphibolites, mobilisat et restite -----	65
17 - Structure des marbres à olivine -----	69
18 - Transformation de la pargasite en olivine + spinelle -----	73
19 - Cristaux d'augite englobant l'olivine -----	74
20 - Déstabilisation du spinelle en phlogopite -----	75
21 - Déstabilisation de la wollastonite en grossulaire -----	77
22 - Domaine de stabilité de la pargasite -----	77
23 - Domaine de stabilité de la ferropargasite et de la pargasite -----	79
24 - Déstabilisation du grenat en biotite + cordiérite -----	82
25 - Relation entre sillimanite - andalousite et disthène dans les taches riches en cordiérite des roches pélitiques -----	83
26 - Evolution thermodynamique des phases M ₁ , M ₂ , M ₃ d'après les silicates d'alumine -----	85
27 - Diagramme des faciès métamorphiques d'après WINKLER -----	87
28 - Aspect de plagioclase "intercumulus" dans la chromitite -----	96
29 - Log schématique montrant les relations entre les différents "cumulats" -----	100
30 - Aspect d'orthopyroxène "intercumulus" dans l'harzburgite, corrodant et englobant l'olivine -----	102
31 - Cristallisation d'olivine "cumulus" suivie par l'olivine "postcumulus" dans une harzburgite -----	104
32 - Réaction d'olivine ou orthopyroxène avec plagioclase dans une harzburgite feldspathique -----	107
33 - Structure des pyroxénolites à "cumulus" d'olivine et plagioclase "intercumulus" -----	107
34 - "Intercumulus" d'olivine dans les clinopyroxène-olivine-cumulats -----	108
35 - Orthopyroxène "intercumulus" dans la pyroxénolite de l'unité P -----	108
36 - Magnétite "intercumulus" dans un "plagioclase-clinopyroxène cumulat" -----	111
37 - Clinopyroxène "intercumulus" dans un différenciat tardif -----	117
38 - Réaction d'olivine et de plagioclase dans un troctolite -----	118

39 -	Un grand cristal d'olivine altéré en serpentine et magnétite contenant un cristal de plagioclase -----	119
40 -	Superposition et valeurs relatives des différentes unités de faciès dans le complexe intrusif rubané de la zone Sargaz-Abshur -----	125
41 -	Variations minéralogiques des suites minérales dans les différentes unités du complexe intrusif et ordre d'apparition des différents constituants -----	127
42 -	Schéma montrant la relation entre le magma basaltique et amphibolite du complexe d'Abshur -----	129
43 -	Répartition des différents basaltes sur le diagramme de KUNO (1968) -----	132
44 -	Variations chimiques dans les différentes roches du complexe intrusif en fonction du rapport $100 \text{ MgO}/\text{MgO} + \text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MnO} + \text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}$ -----	134-135
45 -	Diagramme A F M -----	137
46 -	Histoire géologique de la zone Sargaz-Abshur -----	150
47 -	Corrélation des conditions thermodynamiques des différentes phases métamorphiques avec des événements tectoniques dans la zone Sargaz-Abshur -----	151
48 -	Nature et faciès des différentes phases métamorphiques en corrélation avec les événements successifs dans la zone Sargaz-Abshur -----	152
49 -	Coloured melange en Iran -----	154
50 -	Répartition des zones à "coloured melange" dans la région d'Esfandagheh -----	155
51 -	Kuh-e-Kolahu : relation entre les roches basiques et ultrabasiques et calcaires cristallins d'Abshur -----	157
52 -	Cheshmed Zarch : relation entre les métamorphites d'Abshur et les serpentinites du "coloured melange" -----	158
53 -	Zonation des inclusions à talc et actinote dans les serpentinites -----	159
54 -	Coupe de Kuh-e-Ashin -----	161
55 -	Mobilisation dans les micaschistes d'Ashin -----	162
56 -	Gisement des séquences graphitiques dans les micaschistes d'Ashin -----	163
57 -	Coupe de Kuh-e-Samork -----	165
58 -	Coupe de Darreh-Jira -----	167
59 -	Coupe schématique de Siah-Kuh -----	169
60 -	Coupe schématique de Karoo -----	170
61 -	Contact du volcano-pluton de Siah-Kuh avec les calcaires à Globotruncana du Kuh-e-Shomilan -----	171
62 -	Log schématique de la stratigraphie du "coloured melange" -----	174
63 -	Diagramme des tectonites alpines (l_2) -----	178
64 -	" " " " (s_2) -----	180
65 -	Style de déformation de la phase (m_2 d_2) -----	181
66 -	Style de déformation de la phase (m_3 d_3) -----	182
67 -	Diagramme des tectonites alpines (l_3) -----	185
68 -	Position des pyroxènes sodiques du "coloured melange" dans le diagramme d'ESSENCE et FYFE -----	192
69 -	Diagramme pour la détermination rapide des pyroxènes sodiques -----	195
70 -	Nomenclature des amphiboles calciques et subcalciques d'après LEAKE (1968) -----	198
71 -	Classification des amphiboles sodiques d'après MIYASHIRO (1957) -----	201
72 -	Filons de chrysotile recoupant une grande plage de lizardite et la pâte d'antigorite à structure maillée -----	211
73 -	Kink développé lors de la phase m_3 d_3 -----	212
74 -	Croissance simultanée de clinozoïsite et d'omphacite -----	219
75 -	Croissance simultanée du grenat et de l'omphacite -----	219
76 -	Structure du grenat dans l'éclogite à biotite -----	221
77 -	Muscovitisation du grenat dans une amphibolite à grenat -----	226
78 -	Carinthine ancienne recoupée par de l'actinote synschisteuse -----	227
79 -	Transformation de hornblende ancienne en glaucophane et glaucophane en chlorite -----	231
80 -	Aspect des phénoblastes d'albite et des événements qu'ils fossilisent -----	235
81 -	Données expérimentales permettant de déterminer les conditions P et T de la phase "m" -----	250
82 -	Données expérimentales permettant de déterminer les conditions P et T de la phase m_1 d_1 -----	252
83 -	Courbe de l'équilibre du sphène en fonction de la pression partielle de CO_2 -----	258
84 -	84-1 Diagramme triangulaire montrant les proportions relatives des molécules (al + sp) ; (gr + and) ; py du grenat dans les éclogites -----	260
84 -	84-2 Diagramme triangulaire montrant la composition des pyroxènes dans les éclogites -----	261
85 -	Schéma des événements géologiques dans la zone du "coloured melange" -----	269

86 -	Variation des conditions thermodynamiques dans les différentes phases de métamorphisme et déformation alpine -----	270
87 -	Schéma évolutif des événements de la phase M, M ₁ , M ₂ , M ₃ et leur relation avec la création de la zone du "coloured melange" -----	279
88 -	Schéma évolutif de la Mer Rouge d'après DEWEY et BIRD (1970) -----	281
89 -	Schéma évolutif de la Mer Rouge d'après GASS (1970) -----	282
90 -	Répartition des volcanites tertiaires en Iran -----	287
91 -	Schéma montrant la position du métamorphisme de HP/BT dans différents contextes géologiques -----	289-290
92 -	Schéma évolutif de la région d'Esfandagheh et de la zone du Zagros -----	292-298
93 -	Arrangement des rifts intracontinentaux dans les zones de Sanandaj-Sirjan, Zagros, Arabie et Afrique. -----	296
94 -	Schéma paléogéographique de l'Iran depuis l'Infracambrien jusqu'au Tertiaire -----	299-300

LISTE DES PLANCHES

<u>Planche 1</u> -	Styles de déformation paléocimérienne -----	32
	Fig. 1 - Plissement superposés dans le marbre du complexe d'Abshur	
	Fig. 2 - Plis couchés de la phase M ₁ D ₁	
	Fig. 3 - Style de plissement de la phase M ₂ D ₂	
	Fig. 4 - Kink développé lors de la phase M ₂ D ₂	
<u>Planche 2</u> -	-----	37
	Fig. 1 - Hornblende maclée de la phase M	
	Fig. 2 - Structure porphyroblastique à grenat	
	Fig. 3 - Hornblende traversée par des chlorites	
	Fig. 4 - Plis couchés de la phase M ₁ D ₁	
<u>Planche 3</u> -	-----	41
	Fig. 1 - Grenat de la phase M cisailé par la phase M ₁ D ₁	
	Fig. 2 - Grenat cisailé avec quelques surfaces cristallographiques conservées	
	Fig. 3 - Biotite de la phase M ₂ dans le plan axial d'un pli de la deuxième phase M ₂ D ₂	
	Fig. 4 - Calcite d'un filon de la phase M ₄ D ₄ déformée par la phase D ₄	
<u>Planche 4</u> -	-----	50
	Fig. 1 - Caractères de différenciation métamorphique dans les amphibolites de la vallée d'Abshur	
	Fig. 2 - Basification des amphibolites	
	Fig. 3 - Formation de pegmatites à hornblende et plagioclase au sein des amphibolites	
	Fig. 4 - Détail d'un filon pegmatitique	
<u>Planche 5</u> -	-----	55
	Fig. 1 - Transformation de hornblende en pyroxène	
	Fig. 2 - Reliques d'amphibole dans le clinopyroxène	
	Fig. 3 - Croissance simultanée de magnétite et d'enstatite	
	Fig. 4 - Structure granoblastique des cornéennes basiques	
<u>Planche 6</u> -	-----	68
	Fig. 1 - Contact de pyroxénolites avec les marbres	
	Fig. 2 - Contact d'un gabbro avec des marbres à wollastonite	
	Fig. 3 - Amas de ferroaugite dans les marbres à olivine	

<u>Planche 7</u> -	92
Fig. 1 - "Rhythmic layering" dans les dunites	
Fig. 2 - "Rhythmic layering" dans les pyroxénolites	
Fig. 3 - "Clinopyroxène-olivine adcumulat" dans les gabbros	
<u>Planche 8</u> -	96
Fig. 1 - "Rhythmic layering" dans les chromitites	
Fig. 2 - Chromite léopard	
Fig. 3 - "Rhythmic layering" dans les chromitites	
<u>Planche 9</u> -	101
Fig. 1 - Structure microscopique de la dunité	
Fig. 2 - Structure microscopique d'une harzburgite	
Fig. 3 - Picotite "intercumulus"	
Fig. 4 - Lamelles d'exsolution d'un clinopyroxène dans un orthopyroxène	
<u>Planche 10</u> -	106
Fig. 1 - Lamelles d'exsolution d'orthopyroxène dans un clinopyroxène	
Fig. 2 - Olivine "intercumulus"	
Fig. 3 - Clinopyroxène "cumulus" et plagioclase "intercumulus"	
Fig. 4 - Orthopyroxène "intercumulus"	
<u>Planche 11</u> -	112
Fig. 1 - Clinopyroxène "cumulus" et plagioclase "intercumulus"	
Fig. 2 - " " " " " "	
Fig. 3 - Plagioclases "cumulus" et plagioclases "intercumulus"	
Fig. 4 - Structure micropegmatitique dans la diabase de bordure	
<u>Planche 12</u> -	175
Fig. 1 - Niveau conglomératique dans les faciès nettement métamorphiques.	
Fig. 2 - Aspect rythmique du flysch de la zone du "coloured melange"	
Fig. 3 - Même séquence que la figure 2.	
Fig. 4 - Aspect du flysch conglomératique présentant un granoclassement	
<u>Planche 13</u> - Style de déformation alpine dans la zone du "coloured melange"	186
Fig. 1 - Style des plis de la phase ($m_2 d_2$)	
Fig. 2 - Schistosité (s_2) développée dans le massif dunitique	
Fig. 3 - Style des plis de la phase ($m_2 d_2$)	
Fig. 4 - Style des plis de la phase ($m_3 d_3$)	
<u>Planche 14</u> -	205
Fig. 1 - Cristal d'olivine corrodé par la pâte dans une coulée spilitique	
Fig. 2 - "Cumulat" de cristaux d'olivine dans une coulée spilitique	
Fig. 3 - Aspect de la titanoclinohumite	
Fig. 4 - Aspect de l'aegyrine	
Fig. 5 - Aspect de la pectolite	
Fig. 6 - Aspect du stilpnomélane	

	<u>Pages</u>
<u>Planche 15 -</u>	209
Fig. 1 - Gisement de rodingite dans la serpentinite	
Fig. 2 - Gisement " " " "	
Fig. 3 - Structure microscopique de la rodingite	
Fig. 4 - Grossulaire remplaçant les plagioclases	
<u>Planche 16 -</u>	223
Fig. 1 - Filon de pumpellyite dans l'éclogite	
Fig. 2 - Aragonite d'un filon et sa transformation en calcite	
Fig. 3 - Croissance simultanée du rutile et de la clinozoisite	
Fig. 4 - Disposition des inclusions en bandes parallèles dans l'amphibole	
<u>Planche 17 -</u>	225
Fig. 1 - Structure d'amphibolite à grenat	
Fig. 2 - Grand porphyroblaste de grenat remplacé par l'albite	
Fig. 3 - Structure des prasinites	
Fig. 4 - Grandes plages de mica blanc reprenant l'amphibole ancienne	
<u>Planche 18 -</u>	237
Fig. 1 - Alternance de bandes riches en grenat et hornblende et de bandes riches en quartz dans un métachert	
Fig. 2 - Transformation de la hornblende en glaucophane	rubané
Fig. 3 - Porphyroblaste de grenat attaqué par l'albite	
Fig. 4 - Hornblende de la phase "m" traversée par la muscovite de la phase ($m_2 d_2$)	
<u>Planche 19 -</u>	238
Fig. 1 - Hématite de la phase "m" plissée pendant la phase m_2	
Fig. 2 - Aspect détritique du micaschiste	
Fig. 3 - Rosette de l'association aegyrine et glaucophane	
Fig. 4 - Aegyrine du mobilisat sodique	
<u>Planche 20 -</u>	244
Fig. 1 - Mobilisation dans les micaschistes	
Fig. 2 - Zoisite de la phase "m" déstabilisée par la muscovite de la phase ($m_2 d_2$)	
Fig. 3 - Structure des grandes albites dans les ovardites	
Fig. 4 - Sphène automorphe recristallisé en quartz + calcite + rutile	

LISTE DES TABLEAUX

<u>Tableaux</u>	<u>Pages</u>
1 - Tableau de correspondance des analyses chimiques	9-10
2 - Analyse chimique d'un schiste vert du complexe de Sargaz	38
3 - Analyses chimiques des roches basiques et de leurs "mobilisats" près du contact avec les ultrabasites	58
4 - Variation du rapport $Fe_2O_3 / Fe_2O_3 + FeO$ dans les roches basiques près du contact avec les ultrabasites	60
5 - Variation du rapport $2 Fe_2O_3 \times 100 / 2 Fe_2O_3 + FeO$ dans les roches basiques près du contact avec les ultrabasites	60
6 - Analyse chimique partielle de la pargasite	71
7 - Analyses chimiques des roches carbonatées	78
8 - Analyse chimique de cornéenne à cordiérite et sillimanite	88
9 - Chimisme des "olivine-chromite-orthopyroxène cumulats" (dunités diverses)	98

Liste des tableaux (suite)

<u>Tableaux</u>	<u>Pages</u>
10 - Chimisme des dunites harzburgitiques et harzburgites -----	103
11 - Chimisme des pyroxénolites de l'unité P -----	109
12 - Analyses chimiques des "plagioclases-clinopyroxènes cumulats" -----	111
13 - Analyses chimiques du plagioclase-orthopyroxène-cumulat" -----	114
14 - Analyses chimiques des gabbros à hornblende -----	115
15 - Analyses chimiques de diabase de bordure "chilled marginal gabbro"-----	116
16 - Analyse chimique du différenciat tardif -----	117
17 - Analyse chimique de la troctolite de l'unité "Ga" -----	119
18 - Analyses chimiques des roches acides de l'unité "G" -----	121
19 - Analyses chimiques des diabases et lamprophyres filon iens -----	123
20 - Répartition des minéraux métamorphiques de la zone Sargaz-Abshur dans les différentes phases métamorphiques -----	148-149
21 - Données diffractométriques de la zoisite (rayonnement Cu K_{α}) -----	189
22 - Données diffractométriques de la lawsonite . -----	189
23 - Données diffractométriques de la pumpellyite (rayonnement Cu K_{α}) -----	190
24 - Analyse chimique du pyroxène sodique riche en acmite (aegyrine) -----	191
25 - Données diffractométriques X du pyroxène sodique riche en acmite (aegyrine) (rayonnement Cu K_{α}) -----	192
26 - Analyse chimique de l'omphacite -----	193
27 - Données diffractométriques X de l'omphacite -----	194
28 - Analyse chimique de la pectolite du Kuh-e-Shah -----	195
29 - Données diffractométriques de la pectolite de différentes origines -----	196
30 - Analyse chimique de la hornblende de l'échantillon ESf 71 -----	197
31 - Données diffractométriques X des hornblendes -----	199
32 - Analyse chimique de l'amphibole sodique extraite de l'échantillon ESF 14 -----	200
33 - Données diffractométriques X de la crossite (rayonnement Cu K_{α}) -----	201
34 - Données diffractométriques de l'analcime -----	202
35 - Analyses chimiques de la rodingite et de la serpentinite associées aux rodingites -----	207
36 - Analyses chimique des spilites SAE 311 après correction pour CO ₃ Ca -----	217
37 - Analyse chimique de l'éclogite -----	220
38 - Analyse chimique de l'éclogite à biotite -----	222
39 - Analyses chimiques des éclogites à carinthine, prasinite et prasinites éclogitiques -----	228
40 - Analyses chimiques des métacherts rubanés -----	233
41 - Analyses chimiques des faciès diabasiques prasinitiques -----	240
42 - Analyses chimiques des faciès carbonatés -----	242
43 - Analyse chimique de gneiss albitique -----	245
44 - Répartition des minéraux dans les différentes phases métamorphiques dans la zone du "coloured melange" -----	269-268

I. - PREMIERE PARTIE - INTRODUCTION

I. 1. - OBJECTIFS GENERAUX DE L'ETUDE

I. 2. - PRESENTATION GEOGRAPHIQUE DU SECTEUR ETUDIE

I. 3. - CADRE GEOLOGIQUE REGIONAL

I. 4. - HISTORIQUE DES ETUDES ANTERIEURES

I. 5. - MOYENS ET METHODES MIS EN OEUVRE

Ceux qui furent doués de toutes les vertus
Et légèrent leur flamme aux amis qu'ils ont eus
Ne sont jamais sortis de cette nuit profonde :
Ils ont dit quelque fable, et puis, ils se sont tus.

Omar KHAYYAM

I. - INTRODUCTION

I.1. - OBJECTIFS GENERAUX DE L'ETUDE

Nous nous proposons de présenter ici les problèmes géologiques majeurs que pose la région d'Esfandagheh. En fait, il s'agit de la première étude géologique de détail dans ce secteur de l'Iran. Il est probable que les travaux ultérieurs sur cette même région, mais aussi sur les zones voisines, permettent d'apporter des modifications et des améliorations aux résultats présentés ici. Nous en sommes encore au stade initial des travaux géologiques sur les secteurs métamorphiques du pays, et il est évident que nos conclusions ne peuvent être considérées comme définitives et immuables.

En effet, le présent travail a été réalisé dans le cadre des études de routine, et essentiellement de la cartographie géologique, qui est une des missions majeures du Service Géologique de l'Iran. Plus précisément, notre étude a été entreprise dans le but de recenser les problèmes posés par les roches métamorphiques dans la zone de Sanandaj - Sirdjan. Ce recensement a été confié au département de pétrographie du Service géologique de l'Iran, et c'est avec les autres membres de cette équipe que depuis 5 ou 6 ans nous nous sommes attachés à cette mission. Le secteur qui nous est personnellement échu était mal connu, voire totalement inconnu et c'est à partir de la reconnaissance générale destinée à établir la cartographie du pays qu'une étude plus détaillée a pu être entreprise.

Cependant, les périodes de travail attribuées à cet objectif nous ont été limitées par les besoins du service. De même, malgré la variété des problèmes abordés il n'a pas toujours été possible de disposer de moyens et de temps suffisants pour entrer dans tous les détails, avec toute la précision souhaitable. Ainsi, sur le plan minéralogique et chimique un certain nombre de questions n'ont pu être approfondies. Souvent toutes les analyses qui auraient été nécessaires n'ont pas pu être réalisées. C'est pourquoi la discussion pétrologique souffre parfois d'une certaine imprécision. Nous nous sommes néanmoins attachés à poser les problèmes avec la plus grande précision possible et s'ils sont parfois schématisés il nous apparaît pourtant que l'essentiel des questions posées par les roches cristallines de la région d'Esfandagheh a pu être débattu. Nous en présentons ici tous les éléments actuellement disponibles.

Ainsi, dans l'état actuel des connaissances, cet ouvrage veut apporter l'argumentation nécessaire pour comprendre l'évolution des phénomènes magmatiques et métamorphiques replacés dans leur cadre structural régional. Ces résultats, les premiers du genre en Iran, sont replacés dans un contexte général, iranien d'abord, plus global ensuite. Cette tentative a été permise grâce à une analyse pétrostructurale de la plupart des secteurs clefs de la région d'Esfandagheh. La reconstitution de l'évolution pétrologique qui en résulte permet d'affirmer que cette région est elle-même l'une des plus significatives pour interpréter la géologie du pays.

I. 2. - PRESENTATION GEOGRAPHIQUE DU SECTEUR ETUDIE

a) - Situation et accès

La région étudiée a une surface d'environ 6 000 km² et se trouve aux environs du village de Dowlatabad, lui-même situé à 110 km à l'Est du bourg de Hadjiabad, au Nord de Bandar Abbas. Elle est limitée par les coordonnées géographiques suivantes :

longitudes : 56° 36' E - 57° 24' E

latitudes : 28° 00 N - 28° 37' N.

La figure 1 situe ce secteur en Iran.

Il s'agit d'une région accessible par la route par deux voies importantes : la route de Kerman-Bandar Abbas sur laquelle se trouve Hadjiabad, ou la route de Kerman - Baft.

Depuis Hadjiabad une chaussée empierrée relie l'axe routier principal de la région aux mines de chromite, puis se continue vers Chah-Narendj et Jiroft. 12 km avant Dowlatabad, un embranchement vers le Nord permet de rejoindre par Dah Sard et l'axe Baft - Kerman.

Par ailleurs c'est une région montagneuse pratiquement dépourvue de chemins carrossables et une grande partie est totalement inaccessible en véhicule, même tous terrains.

b) - Topographie

Deux types de formes de relief se rencontrent dans cette région :

- les dépressions, ou "dashts", qui sont des cuvettes intermontagneuses à fond plat, constituées par des dépôts alluviaux argileux et fins. Ce sont des dépressions d'origine tectonique dont les limites avec les montagnes voisines sont toujours des grands alignements faillés, actuels ou subactuels et actifs.

Ainsi sont les dépressions de Dowlatabad, Soghun, Chah Narendj. Le Dasht-e-Soghun est particulièrement typique avec ses bordures de failles très récentes.

- les chafnons montagneux. Ils s'élèvent brutalement aux abords des dépressions et le contraste brutal de topographie est typique de la région. Ce fait commande et contrôle les dépôts alluviaux de piedmonts, très épais au voisinage des reliefs, avec nombreuses terrasses emboîtées.

Cette association de dépressions et de chafnons montagneux, contrôlée par les directions tectoniques actuelles rend la région comparable au modèle des "basins and ranges".

Plusieurs faits permettent d'affirmer que la région est soumise à des déformations actuelles : les cours d'eau creusent leurs lits, les terrasses sont reprises et se trouvent à plusieurs niveaux, certaines sont basculées et inclinées, etc. Ces observations sont d'ailleurs la règle, plus loin vers le NW où elles ont pu être faites dans la région de Neiriz (SABZEHI et al., 1970).

Le plus haut point de la région est le sommet de Siah-Kuh qui culmine à 3 325 mètres, suivi du Kuh-e-Shah, 2 731 mètres.

c) - Climat et géographie humaine

Pendant six mois, cette région est excessivement chaude, spécialement dans les dépressions. L'autre moitié de l'année est, par contre, très douce et le temps n'est jamais très froid, même durant l'hiver. La sécheresse est cependant générale et les précipitations sont rares. Elles ont lieu sporadiquement au milieu de l'hiver, avec neige en haute altitude. Il arrive parfois qu'au cours de l'été éclatent de très forts orages avec de très violentes, mais brèves chutes de pluie. Il s'ensuit généralement des inondations torrentielles qui endommagent gravement les zones cultivées. La topographie brutale intensifie et aggrave les conséquences de ces crues subites.

Les ressources de la population locale sont surtout tirées de l'exploitation des mines de chromite. Les quelques ouvriers employés à cette extraction devront cependant bientôt rechercher d'autres moyens de subsistance car les réserves étant prochainement épuisées, l'exploitation va vers son terme.

Par ailleurs, les cultures sont rares et difficiles faute d'eau en suffisance pour permettre l'irrigation. Ce faible développement de l'agriculture sera peut-être modifié dans quelque temps car des recherches de réserves d'eau souterraine sont en cours. Quelques endroits semblent favorables, par exemple dans la dépression de Chah-Narendj où les études hydrologiques ont été assez poussées. Il subsiste encore un peu

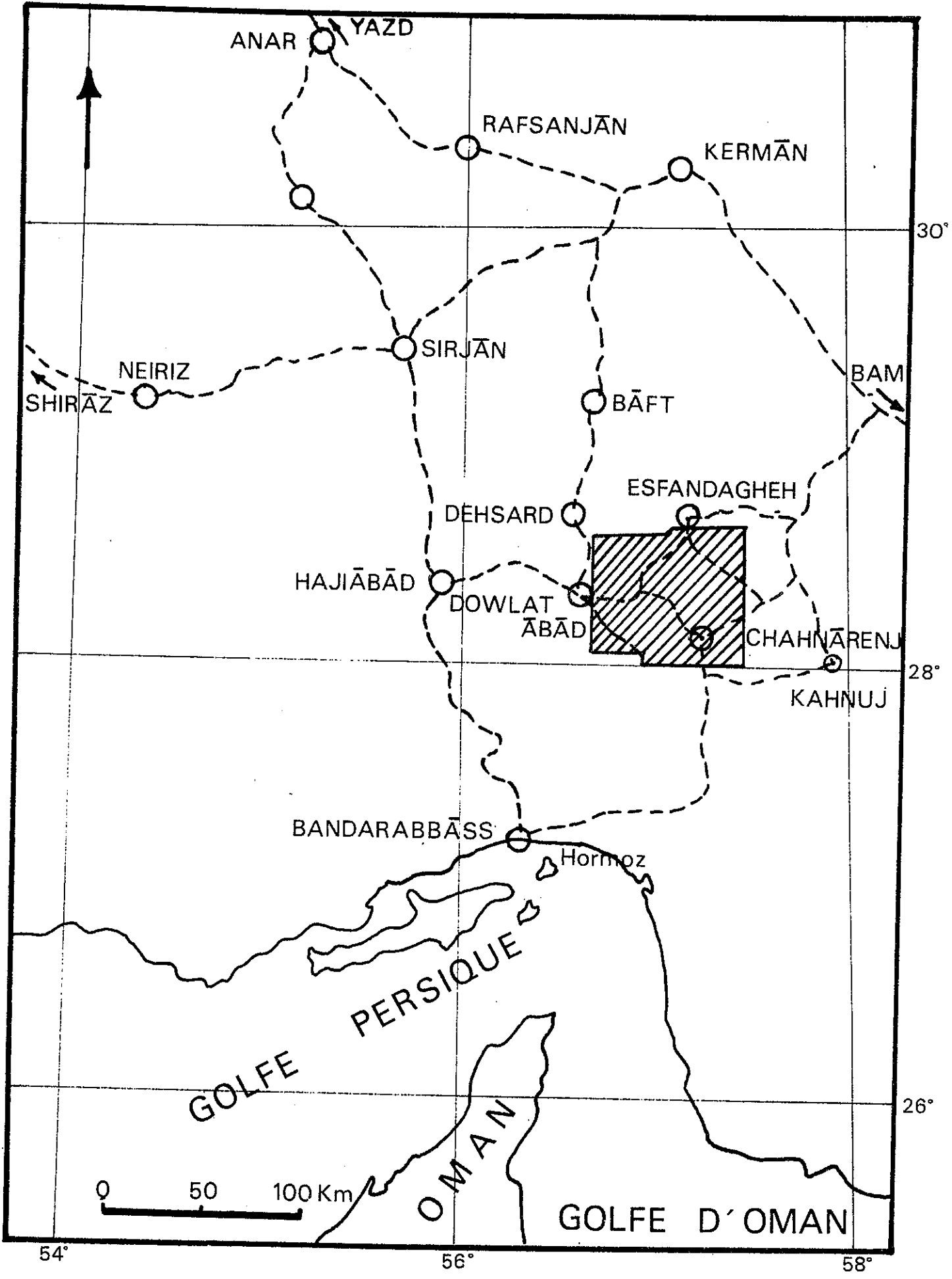


Fig. (1) : Situation géographique du secteur étudié

d'élevage de chèvres et de moutons. Mais les bergers sont rares, car, en raison de la grande sécheresse de la contrée, les résultats ne sont jamais très bons. La population est donc très pauvre et de plus en plus tend à quitter la région pour aller travailler dans les villes.

Le pays presque désertique est donc très désagréable et y vivre est difficile. Cependant la vallée d'Abshur y est par contraste un véritable paradis ; elle est très riche en arbres (palmiers dattiers, orangers, citronniers, plus rarement pamplemousses...) et on y trouve d'agréables abris et points de repos.

Mais elle ne s'étend sous cet aspect riant que sur ses 20 premiers kilomètres. Au-delà, le désert reprend et c'est une vallée complètement sèche. En outre, enserrée entre des falaises rocheuses abruptes, la vallée d'Abshur est dans une situation telle qu'elle est fréquemment envahie et dévastée par les inondations violentes consécutives aux orages.

Dans toutes les dépressions l'eau potable est drainée par des systèmes de "qanats". Il existe aussi quelques sources sporadiques.

C'est donc une zone désertique avec quelques rares vallées verdoyantes et des dépressions cultivées quand les drainages peuvent recueillir suffisamment d'eau. D'autres points de vie sont les sièges d'exploitations minières. Au total un pays pauvre et vide, désolé et inhospitalier. Pourtant pour le géologue il offre bien des attraits : la roche affleure partout, qu'aucune végétation ne vient couvrir. Ainsi les relations entre les différents faciès pétrographiques sont-elles généralement extrêmement claires et il s'agit donc d'un secteur de choix pour l'étude de différents phénomènes géologiques.

1. 3. - CADRE GEOLOGIQUE REGIONAL

Au point de vue géologique la région d'Esfandagheh a une position intéressante car elle constitue une zone où différentes unités se rencontrent. Ce sont :

- la zone de Sanandaj-Sirjan (STÖCKLIN, 1968) ou de Rezaieh-Esfandagheh (TAKIN, 1972).
- la zone du Zagros (ou chaîne plissée du Zagros) ou plus exactement sa région de chevauchement (STÖCKLIN, 1968).

Avant tout il est donc nécessaire de définir ces différentes unités géologiques.

a) - La zone de Sanandaj-Sirjan

Selon STÖCKLIN (1968) cette zone est géologiquement identique à celles de l'Iran central et septentrional, et elle appartient à une région de plate-forme unifiée, dite Irano-arabique.

En effet, les régimes de sédimentation et le cadre structural sont les mêmes qu'en Iran central. Toutes les discordances mésozoïques et tertiaires se rencontrent là comme ici. On peut donc se poser la question : pourquoi a-t-on individualisé cette zone de Sanandaj-Sirjan dans l'entité Iran central ? Selon STÖCKLIN les différences essentielles tiennent aux faits suivants :

- Cette zone a une direction générale qui est celle du Zagros, c'est-à-dire NW-SE.
- Il n'y a pas de volcanisme tertiaire.
- Les formations tertiaires y sont généralement peu importantes.
- Les mouvements paléozoïques (antépermien) y sont plus fréquents et se distinguent par plusieurs discordances locales.

Il s'agirait, toujours selon STÖCKLIN, du prolongement en Iran du massif turc Bitlis.

Notons en outre qu'elle est séparée de la chaîne Urmiah-Dokhtar, masse volcanique tertiaire appartenant à l'Iran central, par les grandes dépressions dont le Gavkhuni est l'exemple majeur.

Toutes les études récentes (SABZEHI, 1970, 1972 ; SABZEHI et al., 1970 ; HOUSHMAND ZADEH et al., 1972 ; BERBERIAN et ALAVI, 197 ; BERTHIER et al., 1973 ; BRAU^P et al. 1973 etc.) confirment les caractères spécifiques de cette zone de Sanandaj-Sirjan. Aussi, en dépit des apparences, il semble bien nécessaire de conserver la distinction faite par STÖCKLIN en 1968.

Les caractères géologiques principaux de la zone de Sanandaj-Sirjan sont les suivants :

a 1 - Précambrien

Les roches de cet âge, qui ont été métamorphisées à cette époque, sont rares. Elles affleurent dans la région de Rezaieh (A. HAGHIPOUR, communication personnelle), à Golpaigan et peut-être à l'Ouest de Sirjan. Ce sont des schistes, gneiss, amphibolites, marbres et ignimbrites métamorphiques. Ces matériaux ont été plissés, métamorphisés, migmatisés et granitisés lors de la phase assynitique majeure, puis envahis par des roches intrusives magmatiques dans une seconde phase assynitique (HAGHIPOUR, 1971). Ces roches ainsi consolidées sont ultérieurement, dans une phase post-tectonique, reprises par des intrusions magmatiques acides.

Ces différents faciès sont directement recouverts par les formations infracambriennes, ou directement par le Paléozoïque ou le Mésozoïque. Ces formations peuvent ultérieurement être métamorphisées. En effet, tous les faciès métamorphiques, jadis attribués au socle précambrien, ne sont pas dans leur entier, de cet âge. Au contraire, la grande majorité des schistes cristallins de la zone de Sanandaj-Sirjan sont des roches paléozoïques transformées lors d'une phase paléocimérienne (HOUSHMAND ZADEH et al., 1972).

Ainsi la direction générale des roches appartenant au Précambrien n'a pas une disposition très claire, parallèle à la direction des plis du Zagros, ce qui est le cas quand on examine l'ensemble des roches métamorphiques. Cependant, dans la région de Rezaieh les faciès précambriens sont disposés parallèlement aux directions Zagros (HAGHIPOUR, communication personnelle).

a 2 - Infracambrien - Trias moyen

C'est à ces périodes que la configuration générale de la zone de Sanandaj-Sirjan commence à apparaître. Personnellement nous envisageons qu'à partir de l'Infracambrien le bouclier irano-arabique, et probablement tout le Moyen-Orient, se morcèle par une importante fracturation. Dans le bouclier continu primitif s'individualise une mosaïque dessinant des horsts et grabens. Leur existence a été clairement mise en évidence par les travaux de DUBERTRET (1970), STÖCKLIN (1968), HAGHIPOUR et SABZEHI (1973).

Par exemple, selon DUBERTRET (1970), des structures de type "Mer Morte" se sont établies à la fin du Précambrien. De même, STÖCKLIN (1968) a signalé que la faille du Zagros était une coupure structurale importante pendant l'Infracambrien et que c'est cette même fracture qui a été réactivée pendant l'orogénèse paléocimérienne. Il la considère comme une faille inverse de la plate-forme irano-arabique, qui sépare le domaine iranien de celui du Zagros dès l'Infracambrien. En effet, le bassin salifère d'Ormuz, daté de cette époque, est limité au NE par cette faille. Ultérieurement cet accident conserve pour STÖCKLIN, ce même rôle dans la délimitation des bassins de sédimentation, en particulier à partir du Rhétien et du Lias où la fosse du Zagros s'individualise nettement du domaine de l'Iran central.

De même ALAVI (1972) a signalé dans la région de Jam, un accident (l'accident d'Attarie) qui sépare le domaine de l'Iran central de celui de l'Elborz. Le trait structural a pour cet auteur un rôle qui s'étend du Cambro-Ordovicien au Turonien inclus et détermine durant cette longue période la répartition des terres émergées et des bassins de sédimentation. Cet accident rejoue jusqu'à une période récente.

Dans l'Iran central, HAGHIPOUR (comm. pers.) conclut que les failles de la région de Posht-e-Badam qui ont une direction méridienne se sont fissurées dès les dernières manifestations de l'orogénèse assynitique.

Ainsi les grands accidents du domaine de l'Iran central se sont individualisés dès les orogénèses précambriennes. Il est curieux de constater que la direction générale des chaînes de montagnes actuelles en Iran sont conformes à la direction de ces fractures anciennes. On peut penser que c'est à partir du découpage de la plate-forme irano-arabique par ces accidents que se sont créés différents "microcontinents", blocs entre lesquels se déposent les faciès particuliers du Paléozoïque : dépôts détritiques et volcaniques. En même temps, dans le domaine du Zagros, et sur les microcontinents eux-mêmes, le régime de sédimentation était celui de la plate-forme paléozoïque.

Dans la zone de Sanandaj-Sirjan les métamorphites qui dérivent de faciès détritiques et volcaniques tholéitiques du Paléozoïque et de l'Infracambrien, sont les témoins de ce régime en horsts et grabens (ou blocs microcontinentaux et bassins de sédimentation adjacents) caractéristiques de l'Iran central. Par ailleurs la direction générale de la grande faille bordière du Zagros (Zagros main thrust) qui limite ces zones de faciès, confirme ce caractère. Dès l'Infracambrien le système de grabens parallèles à la faille du Zagros constitue les amorces de la configuration de la zone de Sanandaj-Sirjan.

En Iran central les failles n'ont pas la même orientation et cela rend moins claire la correspondance que nous faisons avec le secteur bordier du Zagros. De même, la géologie y est moins réglée sur une orientation privilégiée de grande continuité. Nous verrons plus loin que les résultats de la présente étude permettent de comprendre que l'évolution de l'Iran central et celle de la zone de Sanandaj-Sirjan puissent être néanmoins comparables. En effet, dans cette dernière le développement des grabens parallèles aux grandes failles a commandé la répartition et les caractères des métamorphismes qui ont eu lieu depuis Abadeh jusqu'au Djaz-Murian, alors que dans le même temps, sur les microcontinents adjacents et parallèles régnait un autre type de sédimentation (et de métamorphisme quand il en existe).

Au total, à la nuance près concernant les métamorphites qui ne sont pas exclusivement précambriennes comme on le pensait jusqu'alors, il nous apparaît que la définition de la zone de Sanandaj-Sirjan est parfaitement justifiée. Elle est essentiellement constituée par des faciès volcaniques et détritiques métamorphisés au cours d'événements complexes appartenant à la phase orogénique paléocimérienne.

a 3 - Trias supérieur - Actuel

C'est encore la faille du Zagros qui joue à ces périodes un rôle essentiel. Elle est réactivée de façon intense à partir du Trias et cela entraine la séparation entre les bassins de sédimentation jurassique inférieur du Zagros et de l'Iran central. Cela est mis en évidence par les différences entre les faciès du Jurassique de part et d'autre de la fracture majeure. Mais également par la naissance d'une zone de "Coloured mélange", encore alignée sur la direction du grand accident, et ayant une valeur de graben.

Dans cette zone la mer jurassique dépose des faciès bordiers (voire continentaux) au Lias, des faciès plus profonds dès le Jurassique moyen, avec un volcanisme, des radiolarites et des flyschs. Un plissement intervient après le Jurassique supérieur et explique que l'Albo-Aptien repose en discordance sur les termes inférieurs, avec des conglomérats chargés de phyllades du Jurassique.

Dans les zones à "coloured mélange" le régime reste calme et subsident jusqu'à la fin du Crétacé supérieur. A cette période, des mouvements commencent qui se manifestent par le chevauchement du coloured mélange sur les roches mésozoïques et paléozoïques (zone d'écrasement ou "crushed zone"). Ces mouvements sont parfois plus importants en dehors des zones à coloured mélange. C'est le cas de la région d'Hamadan (SABZEHI, 1970 ; BERBERIAN et ALAVI, 1971 ; BERBERIAN, 1972 ; BERTHIER et al., 1973) où ils s'accompagnent de plissements intenses, de métamorphisme et de magmatisme datés du Paléocène.

Dans la région d'Esfandagheh ces événements n'ont pas été mis en évidence mais un changement de faciès au sommet du Crétacé supérieur est peut-être un reflet lointain de ces mouvements bien caractérisés dans d'autres secteurs de la zone de Sanandaj-Sirjan.

L'importance des phases orogéniques paléocènes est marquée par la discordance générale de l'Eocène. Dans certaines régions, comme à Neiriz (RICOU, 1969) ou Borudjerd (BERTHIER et al., 1973), ces mouvements se situent plutôt avant le Maestrichtien.

De l'Eocène à l'Oligocène inférieur une période de calme tectonique s'instaure. A l'Oligocène se manifestent des intrusions gabbroïques et granodioritiques dans les flyschs de l'Eocène (BRAUD et al., 1973).

A l'Aquitainien s'installe une vaste transgression marine BRAUD et al. alors que persistent en quelques endroits les dépôts des flyschs jusqu'au Miocène.

Avant le Pliocène il n'y a pas de mouvement important, sauf dans les zones du coloured mélange d'Esfandagheh où des déformations intenses s'accompagnent de métamorphisme attribuable à l'Oligo-Miocène. Les phases orogéniques plio-pléistocènes du Zagros interviennent enfin... Elles sont en cours.

Un caractère frappant de cette zone de Sanandaj-Sirjan tout au long du Paléozoïque, du Mésozoïque et du Tertiaire, est que les événements y sont toujours très locaux. Par exemple les faciès du Permien sont en plusieurs endroits concordants avec ceux des séries paléozoïques métamorphisées. Mais ils peuvent l'être aussi avec des sédiments de plate-forme intacts. Ou bien, localement le Permien peut se rencontrer en discordance angulaire sur les séries du Paléozoïque inférieur.

L'orogénèse paléocimérienne a pu être reconnue dans cette zone sur une étendue de plus de 600 km de long, jusqu'à Abadeh. Mais à Borudjerd cela n'a pu être mis en évidence.

Le même problème existe pour le plissement néocimérien qui est local. On voit fréquemment l'Albien-Aptien en discordance sur les schistes et slates du Jurassique supérieur, mais en plusieurs endroits aussi cette discontinuité n'existe pas et il y a simplement un changement de faciès à la base de l'Albien.

Outre cette extrême localisation d'activités pourtant majeures une autre caractéristique de la zone de Sanandaj-Sirjan est la grande variabilité de la sédimentation pour une période donnée, d'un endroit à l'autre. Par exemple, dans la région d'Esfandagheh le Jurassique supérieur est représenté par des calcaires à calpionelles alors que dans le secteur de Hamadan-Borudjerd il l'est par des shales, grès et volcanites sur une très vaste surface.

Ainsi on peut résumer en soulignant que le fait qui caractérise le mieux la zone de Sanandaj-Sirjan est le contrôle des différents événements géologiques (sédimentation, plissements, métamorphismes, volcanisme, magmatisme) par la mosaïque des blocs cratonisés et des grabens subsidents adjacents. Ces blocs en horsts et grabens sont constamment organisés selon l'alignement de la faille majeure du Zagros, devenue ultérieurement le "Main thrust". Ils sont comparables en cela à l'organisation en "basins and ranges".

b - La zone du Zagros

Dans cette zone, située au SW de la précédente, on peut distinguer deux grandes sous-zones parallèles à la chaîne :

- la zone externe, au SW,
- la zone interne, au NE.

Dans la première zone, la sédimentation est la suivante :

Selon STÖCKLIN (1968) le bouclier arabe constitue le soubassement de toute la chaîne plissée du Zagros. Sur ce bouclier, à partir de l'Infracambrien et jusqu'à la fin du Trias moyen, se sont déposés des sédiments de plate-forme, comme dans l'Iran central, l'Arabie et l'Iran septentrional.

Dans les parties orientales du Zagros, de l'Arabie et de l'Iran central, ces sédiments contiennent une épaisse série salifère.

Après le Trias moyen le régime de sédimentation change et la bordure de la plate-forme prend un rôle de fosse mobile où se déposent, sans discordance sur les précédents, des sédiments marins très épais du Trias supérieur du Miocène.

Le dernier stade de sédimentation dans cette zone est constitué par le dépôt des conglomérats plio-pléistocènes syn et post-orogéniques. Cette sous-zone externe passe sans limite brutale à la seconde, plus profonde, dite interne ou encore "crushed-zone".

Dans cette sous-zone interne 5 300 mètres de sédiments marins se sont déposés du Lias à l'Eocène. Parmi eux on rencontre des marnes à globigérines, des radiolarites, des ophiolites au Crétacé supérieur et des flyschs au Paléocène. L'association à ophiolites et radiolarites est un indice des importants mouvements du Crétacé supérieur. C'est en effet à cette époque que se sont mises en place les nappes à matériel basique avant le Maestrichtien. Après le régime de sédimentation de la sous-zone devient identique à celui de la sous-zone externe.

Toute la zone du Zagros est plissée lors de la phase orogénique plio-pléistocène en plis asymétriques parallèles de direction NW - SE, plus localement E-W comme dans la région d'Esfandagheh, ou N-S, comme dans le secteur extrême oriental de cette même région.

Avant ces plissements existaient, dans cette zone, des mouvements sporadiques épirogéniques qui ont pour résultats quelques changements de faciès et disconformités. Ces variations sont alignées suivant une direction N-S parallèle aux directions générales du bouclier arabique. Il est possible qu'elles traduisent la réactivation des structures du bouclier.

Ces différentes déformations augmentent d'intensité lorsqu'on se rapproche de la zone interne. Les plis à flancs SW plus raides peuvent s'accuser et devenir renversés (HAGHIPOUR et al., 1972). Ce dispositif souligne la compression NE-SW qui règne à cette période. C'est un régime qui est encore en cours comme l'indique la grande sismicité actuelle du Zagros. La zone sismique est d'ailleurs exclusivement cantonnée à la zone du Zagros, sur 200 km de large, parallèlement à la zone interne. Les indications données par les mouvements aux foyers des séismes (Mc KENZIE, 1970 ; NOWROOZI, 1972) montrent qu'il s'agit de déplacements en failles inverses et chevauchements. Ces phénomènes sont à relier à l'ouverture de la Mer Rouge (FALCON in STÖCKLIN, 1968 ; HAGHIPOUR et al., 1972 ; TAKIN, 1972 ; VIALON et al., 1972).

Pour situer dans ce cadre la région d'Esfandagheh on se reportera à la figure 2.

1-4. - HISTORIQUE DES ETUDES ANTERIEURES

Jusqu'en 1970, la région d'Esfandagheh était très mal connue, et aucun travail géologique de détail n'y avait été réalisé.

En 1920, HARRISON fait une étude de reconnaissance au SE de cette région et signale la discordance angulaire du Jurassique sur les roches métamorphiques. En 1955, HUBER réalise une étude régionale entre Hadjiabad et Esfandagheh entre les 58° et 59° de longitude E et les 28° et 29° de latitude N. Il en résulte des cartes géologiques de la région d'Esfandagheh à différentes échelles selon les secteurs étudiés en plus ou moins grand détail. Sa reconnaissance a surtout porté sur les réserves de chromite associée aux roches ultrabasiqes. Ces levés géologiques sont les seuls qui ont pu être utilisés et ont été la base du présent travail.

Après ces travaux, qui ne sont restés qu'au stade d'une reconnaissance géologique générale, rien n'a été fait dans la région jusqu'en 1970.

1 - 5. - MOYENS ET METHODES MIS EN OEUVRE POUR LA PRESENTE ETUDE

L'étude qui fait l'objet de ce mémoire a débuté en 1970 par une reconnaissance générale et un échantillonnage préliminaire des différents faciès pétrographiques de la région.

Cette étude de terrain a été reprise en 1970-71 après un premier examen des lames minces au laboratoire, qui a permis de sélectionner les coupes types et les problèmes majeurs. Une étude pétrographique détaillée a pu être aussi réalisée sur tous les faciès en présence, et c'est après celle-ci qu'au cours de deux nouvelles missions de terrain, de juin à novembre 1971, les problèmes pétrologiques des relations mutuelles entre les différentes formations et les études microtectoniques ont pu être abordés. Dans la même période, a été mené un essai de corrélation entre la région d'Esfandagheh et les régions avoisinantes. Toutes les études postérieures à novembre 71 ont été réalisées en laboratoire à Téhéran et à Grenoble.

Les différentes méthodes mises en œuvre se répartissent comme suit :

a - Cartographie

La préparation de la carte géologique est à la base de tout notre travail. Elle a consisté d'abord en une étude des photographies aériennes à l'échelle approximative de 1/55 000, puis par un contrôle sur le terrain par coupes systématiques, plus denses dans les secteurs importants. Il en est résulté la carte géologique jointe, dessinée d'après les vues aériennes (aucune base topographique existante).

b - Etudes pétrographiques

L'étude des roches a été effectuée systématiquement pour tous les faciès rencontrés, aux fins de détermination exacte et de cartographie. Mais pour la résolution des problèmes pétrologiques un certain nombre de ces études ont été plus poussées et complétées comme suit :

b-1 - Etudes chimiques

Sur la plupart des faciès de la région, au moins une analyse chimique par voie humide, de la roche totale, a été effectuée dans les laboratoires de l'Iran à Tehran ou de l'Institut Dolomieu de Grenoble. Dans les cas posant des problèmes, ou dans des cas importants au point de vue de la compréhension des phénomènes de cristallisation ou de recristallisation, des séries d'analyses ont été faites. C'est là que souvent les moyens et le temps nous ont fait défaut pour avoir toute la précision qui aurait été souhaitable. Dans plusieurs cas des minéraux purifiés ont été analysés pour les mêmes raisons (voir plus loin) mais aussi avec la même parcimonie due aux conditions de travail.

Nous donnons ci-dessous la répartition de ces analyses (tableau n° 1).

Tableau n° 1

n° éch. de terrain	n° analyse dans le texte	n° analyse du laboratoire	lieu du prélèvement	nom de la roche ou du minéral	Analyste et Laboratoire
SAB.28	1	Sa-7049	5 km à l'Est de Ab-e-Bad	Schiste vert	R. AHMADIAN S. G. I. (Serv. Géol. Iran)
SAB.1	2	921	2 km au Nord d'Abshur	Amphibolite	F. KELLER Inst. Dol.
SAB. 229	3	Sa-7050	Kuh-e-Kalmord	"	R. AHMADIAN S. G. I.
SAB. 62	4	Sa-7056	Abshur	"	" " "
SAB. 58	5	923	"	Cornéenne basique	F. KELLER Inst. Dol.
SAB. 63	6	924	"	"	" "
SAB 54	7	922	Mobilisat	Mobilisat quartzodioritique	" "
SAE. 204	8		5 km au S Sikhoran	pargasite	F. KELLER Inst. Dol.
SAE. 199	9	940	"	Marbre à forstérite	" "
SAB. 66	10	941	Abshur	" à wollastonite	" "
SAE. 204	11	Sa-7059	5 km au Sud de Sikhoran	" à pargasite	R. AHMADIAN S. G. I.
SAE. 221	12	Sa-7052	Kuh-e-Gishu	" à wollastonite	" "
SAE. 394	13	926	" " "	Cornéenne à cordiérite	F. KELLER Inst. Dol.
SAB. 95	14	Sa-7064	10 km au NW de Sikhoran	Dunite à chromite	R. AHMADIAN S. G. I.
SAE. 141	15	Sa-7095	Kuh-e-Sorkh	Dunite	" "
SAE. 142	16	Sa-7088	" " "	"	" "
SAB. 73a	17	Sa-7080	5 km au NW Tapeh-Yahya	Harzburgite	" "
SAB. 74	18	Sa-7069	" " "	"	" "
SAB. 75	19	Sa-7066	" " "	"	" "
SAB. 70	20	Sa-7077	7 km au N d'Abshur	Harzburgite feldpathique	" "
SAB. 73	21	Sa-7071	5 km au N de Tapeh-Yahya	Harzburgite	" "
SAB. 163	22	Sa-7072	3 km au S de Gowd-e-Howoz	Pyroxénolite	" "
SAB. 45	23	Sa-7068	2 km à l'E de Tavidar	"	" "

Tableau n° 1 (suite)

n° éch. de terrain	n° analyse ds le texte	n° analyse du laboratoire	Lieu de prélèvement	nom de la roche ou du minéral	Analyste et nom du laboratoire
SAE.150	24	Sa-7093	3 km au S de Kuh-e-Sorkh	Pyroxénolite	R. AHMADIAN S.G.I.
SAE.194	25	Sa-7086	Sikhoran	"	" "
SAE.160	26	Sa-7067	6 km au SW de Kuh-e-Sorkh	"	" "
SAB.206	27	Sa-7062	4 km au S de Sikhoran	"	" "
SAE.196	28	Sa-7094	3 km au S de Sikhoran	Gabbro	" "
SAE.161	29	Sa-7090	6 km au SW de Kuh-e-Sorkh	"	" "
SAE.124	30	Sa-7091	Bagh-e-Bordj	"	" "
SAB.60 a	31	Sa-7079	N d'Abshur	Norite	" "
SAB.44	32	Sa-7073	Ali-Zohoran	Gabbro à hornblende	" "
SAB.41	33	Sa-7074	" "	" "	" "
SAB.40	34	Sa-7021	" "	Diabase	" "
SAE.213	35	Sa-7092	3 km au N de Staghan	"différenciat" tardif	" "
SAB.165	36	Sa-7063	2 km au S de Gowd-e-Howz	Troactolite	" "
ESF. 27	37	Sa-7061	Gowd-e-Howz	Tonalite	" "
SAB.128	38	Sa-7070	" "	Granodiorite	" "
SAB.154	39	Sa-7075	" "	"	" "
SAB.160	40	Sa-7087	" "	Granite	" "
SAB.30	41	Sa-7082	Abshur	diabase quartzifère	" "
SAB.193	42	Sa-7078	Ziarat-e-Saghu	Diabase	" "
SAB.22	43	Sa-7065	4 km à l'W de Dasht-e-deh	Lamprophyre	" "
SAE.49	44	999	2 km au S de Sidh-Kuh	Aegyrine	F. KELLER Inst. Dol.
SAE.63	45	998	5 km au S de Siah-Kuh	Omphacite	" " "
ESF.88a	46	Sa-1916	2 km au S de Kuh-Shah	Pectolite	JAHANGARD S.G.I.
ESF.71	47	995	Kuh-e-Ashin	carinthine	F. KELLER Inst. Dol.
ESF.14	48	985	Kuh-e-Molevar	Crossite	" " "
SAE.251	49	942	10 km au NW de Kalitu	Rodingite	" " "
SAE.256	50	Sa-7051	" " "	Serpentinite	R. AHMADIAN S.G.I.
SAE.313	51	Sa-7085	10 km au NW de Kalitu	Splite	" "
SAE.63	52	939	5 km au S de Siah-Kuh	Eclogite	F. KELLER Inst. Dol.
SAB.111	53	Sa-7054	Kuh-e-Ashin	Eclogite à biotite	R. AHMADIAN S.G.I.
SAB.99	54	Sa-7055	" " "	Amphibolite à grenat	" "
ESF.71	55	938	" " "	"	F. KELLER Inst. Dol.
SAE.85	56	934	Kuh-e-Ashin	Prasinite	" "
SAE.79	57	Sa-7047	" " "	Amphibolite à grenat	R. AHMADIAN S.G.I.
ESF.47	58	Sa-7046	" " "	Prasinite éclo- gique	" "
SAE.311	59	Sa-7084	6 km au NW de Kalitu	Radiolarite	" "
SAE.84	60		Kuh-e-Ashin	Métachert	F. KELLER Inst. Dol.
ESF.14	61	928	Kuh-e-Molevar		
SAE.113	62	Sa-7060	Bagh-e-Bordj	"	R. AHMADIAN S.G.I.
ESF.20	63	Sa-7059	5 km au S de Siah-Kuh	Prasinite	" "
ESF.6	64	Sa-7050	2 km au S de Siah-Kuh	"	" "
ESF.73	65	937	Kuh-e-Ashin	Marbre à crossite	F. KELLER Inst. Dol.
ESF.112	66	933	Kuh-e-Samork	Calcaire gréseux métamorphisé	F. KELLER Inst. Dol.
SAE.227	67	935	Kuh-e-Samork	Gneiss albitique	" "

b 2 - Etudes minéralogiques

Les minéraux qui, après l'étude en lames minces, demeuraient mal déterminés, ou encore ceux qu'il était important de connaître avec une grande précision, ont été séparés, triés et purifiés par les divers moyens (séparation magnétique, liqueurs denses, centrifugation, etc.) dont dispose l'Institut Dolomieu. Ensuite, sur le minéral purifié étaient effectuées une analyse par diffractométrie aux rayons X et/ou une étude optique dans liqueurs d'indice.

b 3 - Etudes pétrostructurales

Elles ont concerné tous les faciès étudiés et se sont développées parallèlement et avec l'aide des précédentes études, aussi bien sur le terrain qu'au laboratoire. Ce sont ces études qui sont à la base de la plus grande partie des argumentations avancées pour démontrer l'évolution des roches étudiées. Comme dans tous les cas nos démarches ont été les mêmes plutôt que de donner chaque fois les éléments significatifs, nous préférons les résumer tous ici dans leur ensemble. Il s'agit en fait d'études permettant d'établir les relations interminérales et entre les minéraux et les déformations.

Pour comprendre l'évolution pétrologique d'une roche dans les terrains métamorphiques il est nécessaire de pouvoir établir la chronologie des déformations superposées et aussi de reconnaître les cristallisations qui ont précédé, accompagné ou suivi ces différentes déformations. Deux stades ont été nécessaires ici :

- sur le terrain, une analyse mésostructurale des roches,
- au laboratoire, une étude microtectonique sur lames minces.

- Sur le terrain : il s'est agi de :

- reconnaître les styles des différentes structures superposées, leur direction globale d'axe de pli ou de schistosité, etc.,
- reconnaître la chronologie relative des différentes déformations et d'établir une suite logique des événements,
- situer l'âge des différentes déformations

A ce stade de l'étude une série d'échantillons clefs ont été prélevés orientés pour tous les types reconnus de faciès et de déformations individualisés. C'est après cela qu'il a été possible de classer les roches métamorphiques en deux types :

* Celles qui ont subi plus d'un cycle de déformation. Par exemple, les faciès du Paléozoïque qui portent la trace des événements paléocimériens puis tertiaires. C'est le vrai polymétamorphisme (de ROEVER, 1972). Exemple : les métamorphites de Sargaz-Abshur.

* Celles qui ont subi un seul cycle orogénique. Par exemple celles du Coloured mélange qui n'ont enregistré que les événements alpins (tertiaires).

- Au laboratoire : l'étude des lames minces taillées perpendiculairement à la direction de l'axe b des structures correspondant à un stade donné de déformation, a été la première effectuée. Elle permet de constater les relations qui existent entre les minéraux et les déformations. Le cas échéant il est nécessaire de choisir un repère pour mener cette étude à bien : il a toujours été pour nous la trace de la plus ancienne déformation. Par exemple, dans le cycle paléocimérien, la plus ancienne déformation est celle en plis couchés E-wet schistosité de plan axial. Dans la zone du coloured mélange, les plus anciens plissements de "l'orogénèse alpine" sont des plis isoclinaux droits. Dans les lames taillées perpendiculairement aux axes de ces structures il s'agissait de retrouver quels étaient les minéraux contemporains de ces formes, s'il y en avait de plus anciens ou de plus jeunes.

Après ces premières distinctions il fallait utiliser les autres lames minces taillées perpendiculairement aux axes b des structures postérieures à cette ancienne déformation, où les mêmes objectifs ont été recherchés. Cela jusqu'à épuisement de chaque stade ou épisode de déformations superposées.

Il est très difficile, dans ce type d'étude, de reconnaître parfaitement les minéraux de même époque. Pour vérifier cela il est d'abord nécessaire de s'adresser à des faciès appartenant à une même zone structurale bien définie. En effet, on verra plus loin qu'il existe dans la région étudiée deux zones structurales bien différentes, ayant une histoire évidemment différente et il importait de ne pas mêler des stades appartenant à l'une ou à l'autre de ces histoires.

C'est à ce stade de l'étude qu'il est possible de déterminer si dans les roches métamorphiques d'un seul cycle orogénique donné, il y a plusieurs phases ou non (plurifacial metamorphism de de ROEVER, 1972). On déterminera ainsi la suite des faciès métamorphiques dans lesquels la roche a éventuellement recristallisé.

Il arrive très souvent que des métamorphites polyphasées, lors d'un cycle, soient reprises par un autre métamorphisme également polyphasé d'un autre cycle. Cela mène à des caractères de polymétamorphisme vrai. Dans ce type de roches il est possible ou non de repérer les phases successives de chaque cycle.

Au terme de cette étude de terrain et de laboratoire on a pu rassembler les éléments concernant :

- les caractères géologiques de terrain de chaque zone,
- le ou les cycles orogéniques de chacune d'elles,
- le style des déformations, leur âge, leur succession,
- la nature du ou des métamorphismes (polyphasé ou/et polymétamorphique).

Dans ce cadre, il nous a fallu placer les minéraux ou plus précisément les associations minérales. L'étude pétrostructurale se combine alors avec l'étude des équilibres pétrologiques.

b 4 - Pétrologie structurale

Le problème est là, de reconnaître les minéraux qui appartiennent ensemble à un stade donné du métamorphisme, d'en voir la succession et d'établir ainsi une évolution de la cristallisation. Cela permet ultérieurement, en comparant ces résultats avec les données théoriques de la pétrologie expérimentale, d'avoir une idée de l'évolution thermo-dynamique de ce métamorphisme.

Dans un premier temps, il a été nécessaire de faire une étude minéralogique détaillée de toutes les roches en présence. Une fois connus tous les minéraux avec précision, une liste des différentes associations minérales rencontrées a pu être établie, sans négliger les plus petits cristaux, ni les plus rares. En même temps que ce recensement purement minéralogique, les roches ont été classées selon leur lithologie primaire (roches provenant de volcanites, celles dérivant de quartzites, de pélites, etc.). Cela aboutit à recenser les différents faciès originels de la région et aussi à comparer différents cas d'évolution d'une roche de même origine.

Dans une même catégorie lithologique on s'est alors aperçu qu'il y avait une grande variété d'associations minérales, souvent très bizarres, voire anormales. Le nombre des phases en présence indiquant que bien des faciès n'avaient pas atteint leur équilibre dans aucune des phases de recristallisation enregistrées. Ces faits sont très favorables pour expliquer les évolutions et les différentes phases subies par les roches. C'est grâce à la séparation et au regroupement, dans ces associations complexes, de groupes de minéraux compatibles, que ce travail a pu être élaboré. Nous le verrons successivement au cours des chapitres suivants. Résumons simplement ici les principes de base qui nous ont guidé pour retrouver les différents groupes de paragenèses dans nos roches.

1) - Association minérale non équilibrée

La reconnaissance est aisée. Elle peut facilement se comprendre par un exemple, celui de l'échantillon ESF. 6, provenant de la zone de coloured mélange. Son association minérale est la suivante :

grenat (riche en almandin) + carinthine + épidote + clinozoïsite + rutile + sphène +
glaucophane + lawsonite + calcite + aragonite + pumpellyite + aegyrine + chlorite + albite + muscovite
+ quartz.

Il est évident qu'un tel assemblage de minéraux représente, non pas une paragenèse, mais bien une association minéralogique de différentes paragenèses dans différents faciès métamorphiques. Le problème est de différencier, dans cet arrangement multiple, les minéraux qui doivent être de même génération. Cela est impossible si l'on s'adresse à un seul type de roche. Il est nécessaire d'examiner plusieurs types de faciès résultant de la transformation du même matériau originel dans différentes conditions. Cependant, on a la possibilité, dès que l'on a défini cette association, d'affirmer que le métamorphisme est polyphasé ou qu'il y a plusieurs métamorphismes (polymétamorphisme vrai). Ce qui est un premier pas vers la solution recherchée.

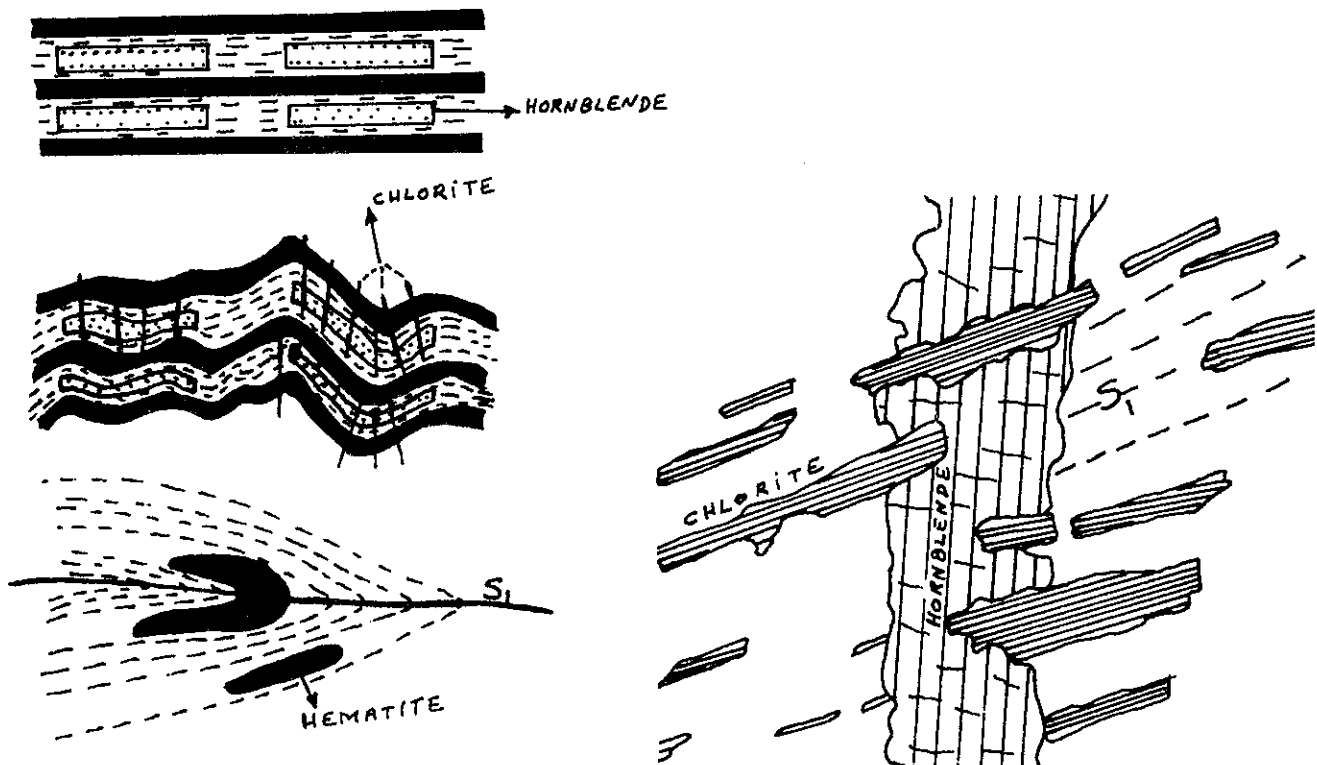
2) - Relations interminérales et structures héritées du dépôt originel

Dans la région d'Esfandagheh, il est très fréquent de rencontrer des minéraux qui s'organisent suivant la texture originelle du sédiment ou autre roche primaire. Les cristallisations se forment à partir du chimisme de la roche en s'orientant sur la disposition des constituants initiaux. Par exemple, dans la zone du coloured mélange existent des métacherts dont la stratification originelle est conservée sous la forme d'une alternance de lits riches en quartz et d'autres riches en grenat et glaucophane. Cela reflète l'interstratification ancienne de dépôts

siliceux et argileux ferrifères. Cette structure prend toute son importance lorsqu'elle permet de repérer la façon dont la déformation première intervient. Ici l'on constate alors que les recristallisations se guident d'abord sur les lits primitifs avant d'être déformées. Il y a donc une phase de métamorphisme qui sera dite statique, antérieure à la plus ancienne déformation.

Celle-ci se matérialise par le plissement ou le cisaillement des premiers cristallats (plis, schistosités) et il est possible d'établir une première chronologie dans l'apparition des minéraux : ceux d'avant la déformation et ceux qui lui sont contemporains.

Dans cette zone, les cristaux d'hématite par exemple sont présents avant toute déformation. Celle-ci en plisse les lits ; mais avant les amphiboles du type barroisite - carinthine se développent et contiennent donc des inclusions qui sont arrangées parallèlement à l'ancienne stratification et en dessinent les plis : voir schéma ci-après.



Les amphiboles sont également recourbées avec les plissements, mais avec ceux-ci apparaît une déstabilisation de ces cristaux qui est marquée par la naissance de chlorite. Celle-ci se développe dans les plans axiaux des plis et souligne la schistosité.

Cette succession est donc l'indication d'une histoire complexe du métamorphisme qui commence avant le plissement et se poursuit pendant. Cela se rencontre aussi bien dans la zone de Sargaz-Abshur que dans celle du coloured mélange où les recristallisations commencent toujours à apparaître avant les compressions. Ainsi dans l'exemple proposé ci-dessus (échantillon ESF. 6) on a pu isoler la paragenèse à grenat + carinthine + épidote + rutile qui fait partie de la phase initiale du métamorphisme, antérieure aux déformations et qui se produit dans le faciès albite-épidote-amphibolite.

3) - Génération multiples du même minéral

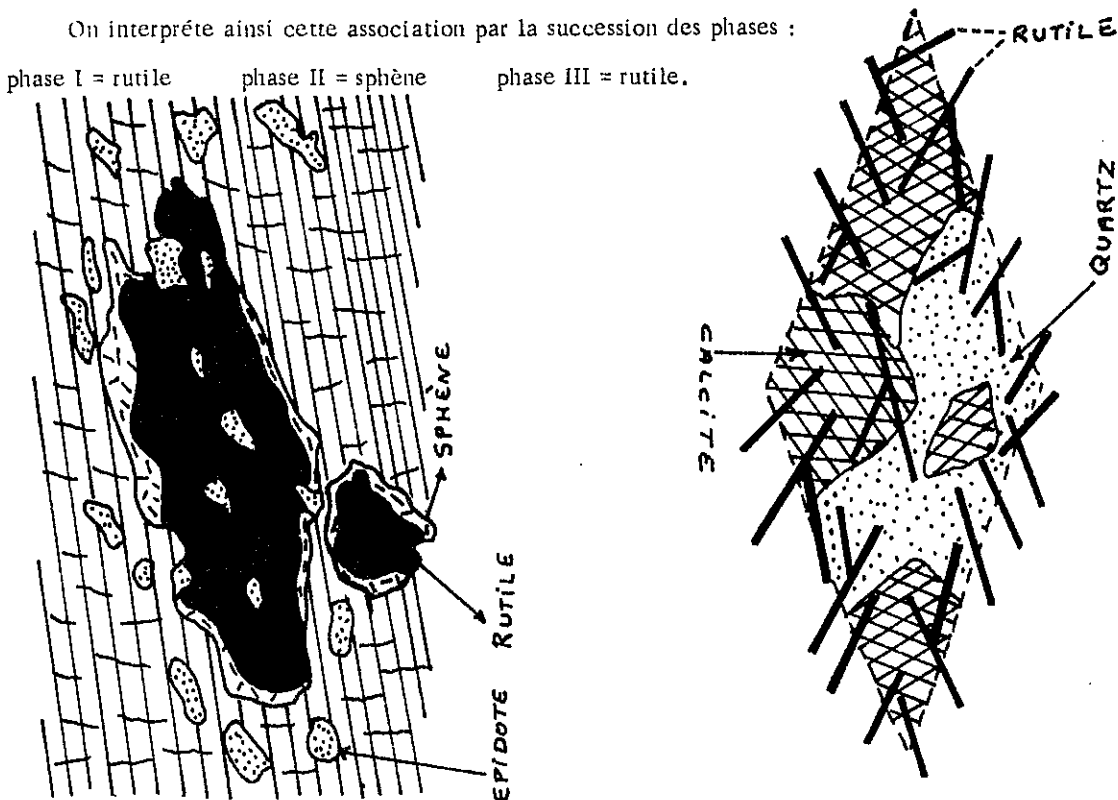
Il peut arriver que dans une même lame mince existe plusieurs générations d'un même minéral. Par exemple l'échantillon SAE 228 présente deux générations de rutile en coexistence avec du sphène. Certaines particularités permettent d'affirmer que ces minéraux appartiennent à des phases différentes : le rutile de première génération est de grandes dimensions (jusqu'à 1 cm), il est xénomorphe et il est contemporain de l'épidote. Le rutile s'altère en sphène qui lui-même recristallise en nouveau rutile + calcite + quartz. Mais cette fois le rutile se présente en fines aiguilles maclées, disposées de telle sorte que l'on retrouve l'ancienne forme du cristal de sphène (voir schémas).

On interprète ainsi cette association par la succession des phases :

phase I = rutile

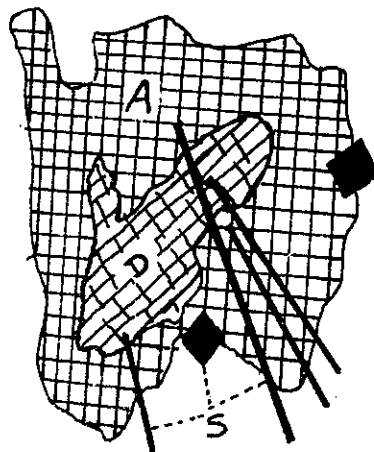
phase II = sphène

phase III = rutile.



En ce qui concerne l'épidote qui se rencontre très souvent dans plusieurs paragenèses successives, le problème peut être élucidé grâce à ses associations avec d'autres minéraux. Par exemple dans les amphibolites à grenat, l'épidote est d'abord en association stable avec le grenat, la carinthine et le rutile. Ultérieurement, la deuxième génération d'épidote se présente comme un produit de la déstabilisation du grenat qui est remplacé, ou sous forme de filonets qui recoupent tous les minéraux antérieurs.

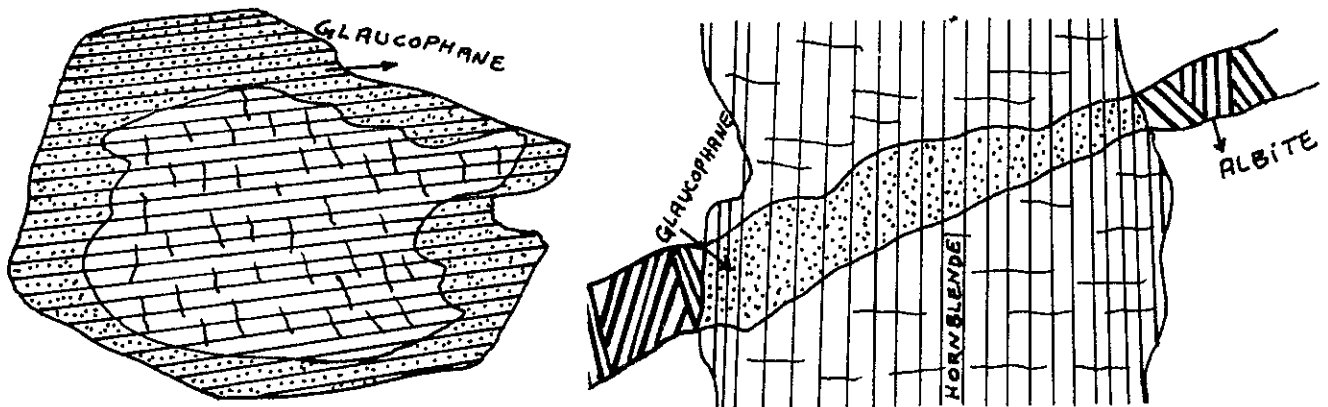
Pour les phases successives de silicates d'alumine la question est plus délicate. Il arrive très souvent que le disthène soit altéré en andalousite et que ces deux minéraux soient ultérieurement transformés en sillimanite. Les textures microscopiques montrent bien que ce sont des générations successives et non une croissance simultanée car les silicates se corrodent dans un ordre déterminé qui est toujours le même (voir schémas).



D = DISTHÈNE
A = ANDALOUSITE
S = SILLIMANITE

Ainsi il apparaît bien qu'il s'agit d'une suite de cristallisations et non d'une syncrystallisation dans les conditions du point triple des trois polymorphes. Il semble d'ailleurs qu'en général la coexistence de ces trois silicates ne traduit qu'un état de non-équilibre de la roche et non les conditions particulières au point triple. Il est cependant nécessaire de vérifier ce fait par d'autres éléments.

Une autre famille de minéraux enregistre très bien les successions de recristallisations : ce sont les amphiboles. Il est fréquent de rencontrer dans la même roche, trois générations de ces minéraux. La carinthine par exemple, peut être traversée par des filons albitiques et aux abords de ceux-ci cette amphibole primitive est transformée en glaucophane. Ailleurs, dans la même lame mince, quand la carinthine est enveloppée par le glaucophane il est clair que celui-ci est plus récent. Mais par ailleurs le glaucophane peut être entouré par de l'actinote, il est donc évident que trois générations d'amphiboles se succèdent.



De même on peut rencontrer dans la même roche une hornblende brun foncé, une hornblende verte et de l'actinote. Cette coexistence se présente sous les mêmes aspects que celle du glaucophane / actinote. Nous en avons également déduit que ces trois amphiboles appartiennent à trois générations différentes.

Les minéraux du groupe de la serpentine offrent les mêmes types d'association : des filonnets de chrysotile traversent les serpentinites à antigorite et ces deux éléments sont plissés. Trois phases successives sont donc imprimées dans de telles roches.

Nous avons pu observer les mêmes relations entre la calcite et l'aragonite.

4) - Altération - désintégration des minéraux

Ce cas est celui, classique, de la transformation en chlorite de la biotite, par exemple. Il est clair que cette altération indique que le mica a été soumis à des conditions où il n'était plus stable et que deux phases se sont succédées. Par l'examen de telles altérations il est possible de distinguer différentes phases, mais il est nécessaire de prendre là quelques précautions.

On a souvent observé que les amphiboles se désintègrent en produits variés, caractéristiques des conditions nouvelles où elles sont placées. Par exemple, dans l'ambiance de haute température qui règne autour des intrusions basiques et ultrabasiques les hornblendes brune et verte se transforment en une association à clinopyroxène + orthopyroxène + plagioclase + magnétite. Dans les amas résultants les amphiboles se trouvent à l'état de reliques et la chronologie relative d'apparition des différents éléments de l'association est donc claire : hornblende → pyroxène. Mais la transformation en sens inverse, par hydratation du pyroxène, est un phénomène plus fréquent. Il peut même arriver que les deux processus se rencontrent successivement dans la même roche. Il est donc souvent difficile de décider dans quel sens a eu lieu la transformation.

Ce genre de problème ne peut être résolu sans un examen de toutes les roches d'un même ensemble. Dans le cas présent il arrive que la transformation dans le sens hornblende → pyroxène se produise d'abord, puis que l'assemblage résultant soit dans son entier traversé par des filonnets de natures variées. C'est avec l'intervention de ces filonnets que l'on voit la hornblende brune relique donner de l'actinote et le pyroxène de la hornblende verte.

Dans la zone du coloured mélange les fortes pressions partielles en H_2O transforment la hornblende en une association à albite + épidote + chlorite. On en a déduit qu'il existait deux phases de cristallisation dans des conditions de faciès très différents.

En ce qui concerne la biotite on a pu décrire une évolution semblable lorsque la roche qui la contient a été soumise à des températures très élevées. Elle se transforme alors en sillimanite + feldspath K, en présence de quartz, alors que dans le même temps, et dans la même roche, l'andalousite donne de la sillimanite.

Les transformations glaucophane → albite + chlorite sont expliquées par des processus comparables.

5) - Orientation des minéraux par rapport aux déformations

Ainsi qu'il a déjà été dit bien des arguments de notre étude sont tirés des relations qu'il est possible d'établir entre cristallisation et déformation. C'est en prenant en compte tout ce qui précède qu'il est ici possible de résumer les quelques règles qui ont guidé nos raisonnements.

Dans chaque phase de plissement les minéraux antérieurs sont plissés, réorientés et éventuellement repris par une nouvelle génération de cristaux. Ceux-ci se situent en général dans les plans axiaux des plis.

Dans la deuxième phase de plissement du cycle paléocimérien, par exemple : il existe des grenats anciens qui sont tordus et dans le plan axial des plis, se développe une biotite issue des précédents minéraux. Le mica contient alors des traces de l'ancienne schistosité qui est marquée par des inclusions graphitiques. On a donc l'indication que la biotite appartient à la phase qui a donné les plis, elle est dans leur plan axial et souligne une schistosité nouvelle, et qu'elle reprend les éléments d'une phase antérieure. Mais le mica est lui-même chloritisé. Il faut donc admettre qu'une autre phase s'est superposée aux précédentes.

En principe les minéraux tordus lors d'un plissement et recristallisés à ce même moment, seront considérés comme des minéraux existant avant la déformation. Par contre, les cristaux qui s'orientent selon une direction quelconque par rapport aux structures, seront dits postérieurs au plissement.

Dans certaines roches le même minéral peut se présenter selon deux orientations différentes. Par exemple, la muscovite peut se rencontrer sous deux formes : en gros cristaux recoupant de plus petits. Nous en concluons que ces deux types de cristaux appartiennent à deux stades différents de cristallisation. Or, ailleurs, cette même muscovite en gros cristaux se trouve avec le même aspect, dans le plan axial de plis qui se superposent à une première schistosité définie par les orientations d'une première muscovite (fine). On en déduira donc que les grands cristaux de muscovite sont contemporains de la deuxième phase de métamorphisme liée au plissement.

Dans les amphibolites il est souvent difficile de mettre le plissement en évidence. Il est donc délicat de situer les cristallisations par rapport aux déformations. Dans ces cas nous nous sommes toujours aidés des textures plus lisibles des schistes micacés alternant avec les amphibolites. Si l'on voit par exemple dans les amphibolites des grenats qui sont remplacés par des plages de muscovite, et que dans les roches pélitiques associées les grandes plages de muscovite sont dans le plan axial des plissements qui affectent une schistosité primaire, on en déduira que les deux roches ont subi la même suite d'événements en deux phases.

Au cours de notre étude nous avons pu constater que les phases de recristallisation contemporaines de déformations n'ont jamais atteint leur équilibre. Au contraire, celles qui précèdent les plissements ou qui interviennent après, atteignent plus généralement cet équilibre, parfois même de façon assez complète. Ce fait est en lui-même un repère utilisable : la cristallisation syntectonique étant celle qui n'a pas été réalisée totalement. On peut en effet postuler que la cristallisation, ou la recristallisation, qui se produit durant les déformations, est contrôlée par les facteurs suivants :

* la déformation crée d'abord des plans qui sont des zones de faiblesse ou de moindre énergie dans le matériau ;

* pendant la déformation existe certainement une activité chimique que l'on peut considérer comme une grande mobilité ionique des éléments. Ces éléments se dirigent vers les plans à énergie moindre, les joints de faiblesse de clivage ou de schistosité des roches. Par voie de conséquence, c'est dans ces niveaux que se produit la cristallisation, comme les micas dans les plans axiaux des plis ;

* Durant ce même temps les fluides présents dans la roche sont également réactivés et suivent le même cheminement entraînant en solution différents éléments qu'ils redéposent dans les zones d'énergie moindre, facilitant ainsi la cristallisation dans ces plans.

Il faut ainsi penser que la cristallisation se déroule pendant la déformation. Cependant, celle-ci est un phénomène relativement bref et la cristallisation n'a pas le temps de s'achever durant le seul moment de la déformation. Aussi les paragenèses de la phase syntectonique montrent-elles les indices d'un certain déséquilibre. Après cessation des mouvements la cristallo genèse persiste toutefois. Mais elle se développe sans être soumise aux processus cinématiques (les minéraux ne sont plus nécessairement orientés) et de façon plus lente et complète, jusqu'à se réaliser plus pleinement.

Telles sont les bases qui ont servi pour étudier l'évolution pétrologique des roches de la région d'Esfandagheh, que nous allons maintenant détailler.

DEUXIEME PARTIE - GEOLOGIE REGIONALE DE LA REGION D'ESFANDAGHEH

II. - GEOLOGIE REGIONALE DE LA REGION D'ESFANDAGHEH

II-1. - INTRODUCTION

La région d'Esfandagheh se situe, pour une grande partie, dans la zone Sanandaj-Sirjan. La région étudiée couvre également une partie de la zone du Zagros.

Dans le cadre géologique de cette région nous avons distingué trois unités structurales bien définies. L'évolution structurale et l'histoire géologique de ces trois unités sont tout à fait différentes et nous avons étudié chaque unité séparément.

Dans la région d'Esfandagheh nous avons utilisé le terme "zone" pour chaque unité. Nous distinguons ainsi trois zones différentes.

- 1 - La zone de Sargaz-Abshur, nommée d'après le complexe métamorphique du même nom qui s'y développe largement.
- 2 - La zone du "coloured mélange".
- 3 - La zone du Zagros.

Dans la zone du Zagros, nous n'avons pas fait d'étude géologique détaillée (les lecteurs peuvent se référer à la première partie : introduction).

En se fondant sur cette subdivision nous avons réalisé la carte géologique ci-jointe (fig. 3).

II-2. - LA ZONE DE SARGAZ-ABSHUR

II-2-1 : Introduction

La zone de Sargaz-Abshur est une zone structurale dont l'évolution s'est produite pour la plus grande partie durant une période allant du Paléozoïque inférieur au Trias. Cette zone est bien définie par ses phases de déformation, de métamorphisme et une activité magmatique post-tectonique qui se déroulent lors de la période orogénique dite "paléocimérienne".

La plus grande partie de cette zone a été cratonisée avant le Jurassique inférieur, à la suite d'événements qui se sont déroulés depuis le Paléozoïque inférieur et qui prennent leur plus grande ampleur au Trias moyen.

Les dépôts détritiques épais qui s'accumulent en association avec des roches volcaniques de type basalte tholéiitique tout au long du Paléozoïque, permettent de considérer cette zone comme ayant les caractères d'un rift intercontinental*, situé entre les grands blocs de la plate-forme paléozoïque. Ce rift ainsi créé redeviendra une partie du continent après l'orogénèse "paléocimérienne".

* Nous distinguerons rift intercontinental (ou intercratonique) de rift intracontinental selon la terminologie de MILANOVSKY (1972). Rift intercontinental : rift à fond basique recoupant un continent ; rift intracontinental : rift, sans fond basique, dans un continent.

II-2-2 : Géologie générale

La zone de Sargaz-Abshur est constituée par trois grands ensembles :

- A. - Les métamorphites (complexe de Sargaz-Abshur proprement dit),
- B. - Les roches intrusives,
- C. - Les sédiments jurassiques.

Ces ensembles sont séparés du "coloured melange" adjacent par une zone de fracture chevauchante. Aucun contact normal n'existe entre ces deux grandes unités structurales.

La zone de fracture est représentée principalement par :

- la faille de Siahkuh,
- la faille d'Ashin,
- la faille de Kuh-e-Shah.

Ces accidents ont une direction moyenne E-W mais peuvent présenter des courbures importantes, surtout pour les failles de Siahkuh et de Kuh-e-Shah. On peut observer ces changements de l'orientation sur les cartes jointes et remarquer qu'après le village de Sefid-Khaneh les directions générales des sédiments jurassiques et des marbres du complexe métamorphique changent dans le même sens.

La faille d'Ashin sépare les métamorphites du "coloured melange" des roches intrusives de la zone de Sargaz-Abshur, ce qui indique déjà l'importance de cette fracture séparant deux domaines fondamentalement différents.

De fait, ces accidents limitent des zones dont l'histoire géologique, les types de sédiments, de déformations, etc... s'opposent de telle sorte qu'on doit les considérer comme les limites entre les zones alpines mobiles (coloured melange) et les zones cratonisées assez stables après les phases paléocimériennes.

La zone de Sargaz-Abshur n'a pas été affectée par un sévère métamorphisme alpin s. str. comparable à celui de la zone du coloured melange. Cependant les phénomènes proprement alpins y sont décelables.

Nous allons successivement étudier les trois unités majeures définies précédemment dans la zone de Sargaz-Abshur.

A. - LES METAMORPHITES OU COMPLEXE DE SARGAZ-ABSHUR PROPREMENT DIT

A.1. - Introduction

Dans la zone de Sargaz-Abshur les roches métamorphiques occupent une grande surface. Elles sont caractérisées par leur polymétamorphisme où l'on peut distinguer quatre phases essentielles préjurassiques, et trois phases moins importantes s'étageant du Jurassique au Tertiaire. Chaque phase a pu être distinguée par des déformations synchrystallines spécifiques à intensités variables.

C'est HÜBER (1955) qui a étudié le premier ces métamorphites. Pour lui, tout le complexe métamorphique était la "Sargaz-formation", considérée comme appartenant au Paléozoïque ou au Trias.

Cette étude de HÜBER n'était qu'une reconnaissance préliminaire générale mais a permis la réalisation d'une carte qui a servi de base aux travaux ultérieurs, et où étaient distingués les grands traits géologiques régionaux. Dans la "Sargaz-formation" de HÜBER sont regroupées toutes les métamorphites de la région, y compris les schistes à glaucophane que nous attribuons maintenant à la zone du "coloured melange". Nous venons que cette distinction peut être faite car, bien que le glaucophane puisse exister partout, l'âge des recristallisations, du matériel originel ainsi que les caractères des déformations sont très différents.

Le complexe de Sargaz-Abshur (selon notre définition) s'étend sur environ 600 km depuis Abadeh jusqu'au Jaz-Murian. Tout au long de cette vaste unité les caractères lithologiques varient beaucoup. Cependant, partout les phases de déformations et de recristallisations restent tout à fait similaires. Dans chaque région on a adopté une nomenclature différente pour désigner ces métamorphites. Nous proposons d'unifier cette terminologie sous le nom de Complexe de Sargaz-Abshur car c'est dans la région d'Esfangagheh étudiée ici que ses caractères sont le plus typiques et le mieux exposés.

Nous nous proposons ici de discuter les problèmes du métamorphisme, de son âge et de ses relations avec les déformations, de l'âge de la série originelle des matériaux constituant ce complexe. Comme il existe un métamorphisme thermique de contact, surimposé au métamorphisme régional, nous avons séparé en deux chapitres les problèmes posés par ces deux types de transformations successives.

A.2. - Géologie générale du complexe de Sargaz-Abshur

a) - Caractères lithologiques

Les métamorphites de ce complexe sont constituées par des matériaux appartenant uniquement au Paléozoïque (Dévonien - Carbonifère). Ces roches constituent deux grands ensembles lithologiques :

- la partie inférieure, dont la base n'est pas connue : complexe d'Abshur
- la partie supérieure, complexe de Sargaz.

a.1 - Complexe d'Abshur

Les meilleurs affleurements de ce complexe se situent le long de la route qui, vers le Sud, traverse la vallée d'Abshur, vers le village de Shah-Durma, près de Kuh-e-Kalmord. Ce sont essentiellement des marbres et des amphibolites. Il existe peu de roches pélitiques, représentées par des micaschistes à biotite.

* Les marbres ont différentes caractéristiques. Les plus fréquents sont les marbres à calcite, ceux à dolomite sont plus rares.

Dans ces marbres il existe très souvent de minces niveaux d'amphibolites, rubanées finement et intercalées avec les marbres. Il s'agissait de niveaux marneux interstratifiés dans les calcaires, comme en témoigne la minéralogie (voir chapitre sur le métamorphisme de contact).

* Les amphibolites sont également très abondantes. Ce sont des roches d'origine "ortho", dérivées de différents types de coulées basaltiques et de tufs associés.

a.2 - Complexe de Sargaz

Il repose sur le complexe d'Abshur et est beaucoup plus varié. Sa lithologie est constituée par :

- des schistes verts (sensu lato), dérivant de roches de composition basaltique ;
- des micaschistes et des gneiss, dérivant de pélites et de psammites ;
- des quartzites, qui ne sont pas très abondants et forment de minces niveaux dans les gneiss et micaschistes ou les schistes verts, où ils sont finement laminés et paraissent dériver de cherts rubanés ;
- des marbres, qui sont en quantité mineure, dérivant de calcaires contemporains d'abondantes venues volcaniques, ce qui caractérise le complexe de Sargaz. Ce sont ces marbres, généralement en bancs peu épais, qui contiennent des débris de fossiles très déformés (Brachiopodes, Lamellibranches, tiges d'Encrine, pollens : voir plus loin la discussion sur ces fossiles et leur âge probable).

a.3 - Dykes recoupant ces complexes

Il y a quatre systèmes de filons et dykes recoupant les formations de la région d'Esfandagheh (zone du coloured melange exclue).

* Dykes paléozoïques

L'âge de ces filons n'est pas nettement précisé, mais il est probable qu'ils se sont mis en place entre le Dévonien et le Carbonifère et certainement avant le Trias. Ce sont des diabases ou des lamprophyres dont la texture a souvent été préservée en partie bien que le métamorphisme les ait touchés. On peut penser que la mise en place de ces dykes est contemporaine du volcanisme initial de la zone de Sargaz-Abshur et qu'ils ont été repris avec ce complexe par le métamorphisme.

* Dykes triasiques

Ils recoupent le massif granitique de Siahkuh et les amphibolites de la vallée d'Abshur. Ce sont sûrement les ultimes phases magmatiques avant le Jurassique où on en retrouve des galets. Ce sont des filons diabasiques dont la direction générale est E-W, comme celle du rubanement des ultrabasites ou celle des grandes fractures de Siahkuh.

* Dykes jurassiques

Cette famille de filons est caractérisée par sa direction sensiblement N-S (jusqu'à N 30° E) et elle constitue certainement les cheminées d'alimentation de l'important volcanisme basaltique du Jurassique moyen.

* Dykes mésozoïques mal définis

Dans notre région n'existent pas de séries sédimentaires crétacées, aussi est-il impossible de dater avec précision les filons traversant le Jurassique. Cependant dans la région voisine de Deh-Sard, des dykes semblables sont recouverts par l'Albien-Aptien. Comme il existe aussi, dans cette région, un volcanisme albb-aptien nous pensons que ces dykes en constituent les cheminées. Ceux de la région d'Esfandagheh pourraient être identiques.

b) - Age du matériel originel

Nous avons vu précédemment (partie I) que les complexes métamorphiques qui bordent la zone du Zagros dans la zone Sanandaj-Sirjan, sont en majorité des roches infracambriennes à triasiques qui ont subi l'orogénèse paléocambrienne. Le complexe Sargaz-Abshur appartient au même complexe.

En effet, dans la région située au SW de Sirjan, qui a été étudiée par MIJALKOVIC et al., (1972) et MAJIDI (comm. pers.), on peut observer le passage des séries métamorphiques au Permien fossilifère. Par ailleurs, HOUCHMAND-ZADEH et al. (1972) ont également mis en évidence, dans la région, au NE de Neiriz, que la série métamorphique de Kor-e-Sefid passe graduellement au Permien fossilifère. Dans la région d'Esfandagheh, SABZEH I et BERBERIAN (1972) ont découvert, dans les calcaires intercalés dans les mica-schistes et schistes verts de la série de Sargaz, des restes de brachiopodes, lamellibranches et crinoïdes.

Enfin, dans la région de Deh-Sard, dans un complexe tout à fait comparable à celui de Sargaz-Abshur, HOUCHMAND-ZADEH et BERBERIAN (1972) ont trouvé des pollens, qui ont été déterminés par le Dr KIMIAI, professeur à l'Université de Tehran, indiquant un âge dévonien.

Ces différentes observations indiquent qu'il est impossible de considérer les séries métamorphiques comme précambriennes, comme on le faisait jusqu'alors en raison simplement du degré de recristallisation.

D'autre part, le passage continu de ces séries au Permo-Trias, dans la région au NE de Sirjan, est à souligner (SABZEH I et al., 1970). Enfin, il faut mentionner qu'en Iran, le passage du Permien au Trias est progressif et qu'il n'existe pratiquement aucun mouvement à la fin du Paléozoïque (STÖCKLIN, 1968).

Ainsi le complexe de Sargaz est certainement antérieur au Jurassique inférieur qui repose en discordance angulaire avec conglomérat basal, sur les métamorphites. Avant nous, cette discordance avait été décrite par HÜBER (1955) et HARRISON (1930).

Pour le complexe sous-jacent de Abshur, il est sûr qu'il contient aussi des reliques non déterminables de fossiles. Son âge est difficile à préciser, mais il est possible qu'il soit en partie silurien.

De ces faits il ressort que les séries originelles qui, après métamorphisme, ont constitué les complexes de Sargaz et d'Abshur, sont comprises entre le Silurien et le Permien et que leur plus grande partie appartient au Dévonien. Il est cependant possible qu'une partie du complexe supérieur de Sargaz soit carbonifère.

c) - Déformations et métamorphismes

Nous avons dit, plus haut, que quatre épisodes de métamorphisme et déformations préjurassiques pouvaient être mis en évidence. Ils sont suivis par trois autres phases de déformation et un important métamorphisme au cours du Mésozoïque et du Tertiaire.

Ces différents événements peuvent être distingués grâce aux différences des styles de déformation et les relations de celles-ci avec les recristallisations. Nous verrons lors de l'étude pétrologique que l'on peut préciser également ces phases successives en examinant la place des différents minéraux de métamorphisme les uns par rapport aux autres et vis-à-vis des déformations.

Nous distinguons donc, successivement les phases suivantes :

c 1 - La phase M

Nous la dénommons "M" car il s'agit essentiellement d'une transformation métamorphique des roches originelles. Elle est la plus importante de la région. Le métamorphisme se fait sans déformation, nous le dirons "statique". Aucune trace de plissement ne peut lui être associée et le litage primaire est bien conservé

au travers des recrystallisations. Cette phase "M" est déduite du fait, que nous détaillerons plus loin, qu'un stade de cristallogénèse a précédé la naissance de la schistosité S_1 définie ci-dessous. Ainsi on retrouve des minéraux reliques de cette phase dans plusieurs types de roches.

Jusqu'à présent on n'a pas prêté attention à cette phase de recrystallisation en Iran. On admet généralement en effet que les premières phases de métamorphisme apparaissent avec la naissance des premiers plis couchés isoclinaux. Cependant, les rapports entre cristaux et plis nous démontrent que lors de la déformation les roches avaient déjà été métamorphosées : les témoins les plus évidents sont, par exemple, les cristaux d'amphiboles traversés par la schistosité S_1 ou les grenats cisailés. Nous verrons plus loin une discussion complète de ce problème.

Cette phase peut être subdivisée en deux sous-stades :

1) le premier, qui est d'ailleurs le plus important, voit les roches se transformer régionalement dans les conditions du subfaciès épidote - amphibolite (culmination de ce sous-stade);

2) le deuxième est moins net et peu de minéraux reliques peuvent lui être attribué : le glaucophane se développe aux dépens des amphiboles du premier sous-stade, il est d'ailleurs ultérieurement transformé en chlorite. Il est possible qu'à ce moment la série type des minéraux du faciès des schistes à glaucophane soit apparue (lawsonite-glaucophane-pyroxène sodique-aragonite) mais les phases suivantes ont détruit ces éléments et il est impossible d'assurer que toute la paragenèse a pu apparaître au cours de ce sous-stade. Cette hypothèse devrait cependant être vérifiée par un échantillonnage systématique et complet du complexe de Sargaz, ce que nous n'avons pu faire dans le cadre de ce travail.

Au total, avant le début des déformations, les matériaux des complexes de Sargaz-Abshur ont subi un métamorphisme à deux sous-stades :

- d'abord dans le subfaciès épidote-amphibolite, ensuite dans celui des schistes à glaucophane.

Il est probable que le premier sous-stade débuta lors de la diagenèse et a culminé avant le Trias. Nous verrons plus loin les raisons de cette interprétation en replaçant ces différents épisodes dans un contexte plus général.

c 2 - Les phases paléocimériennes

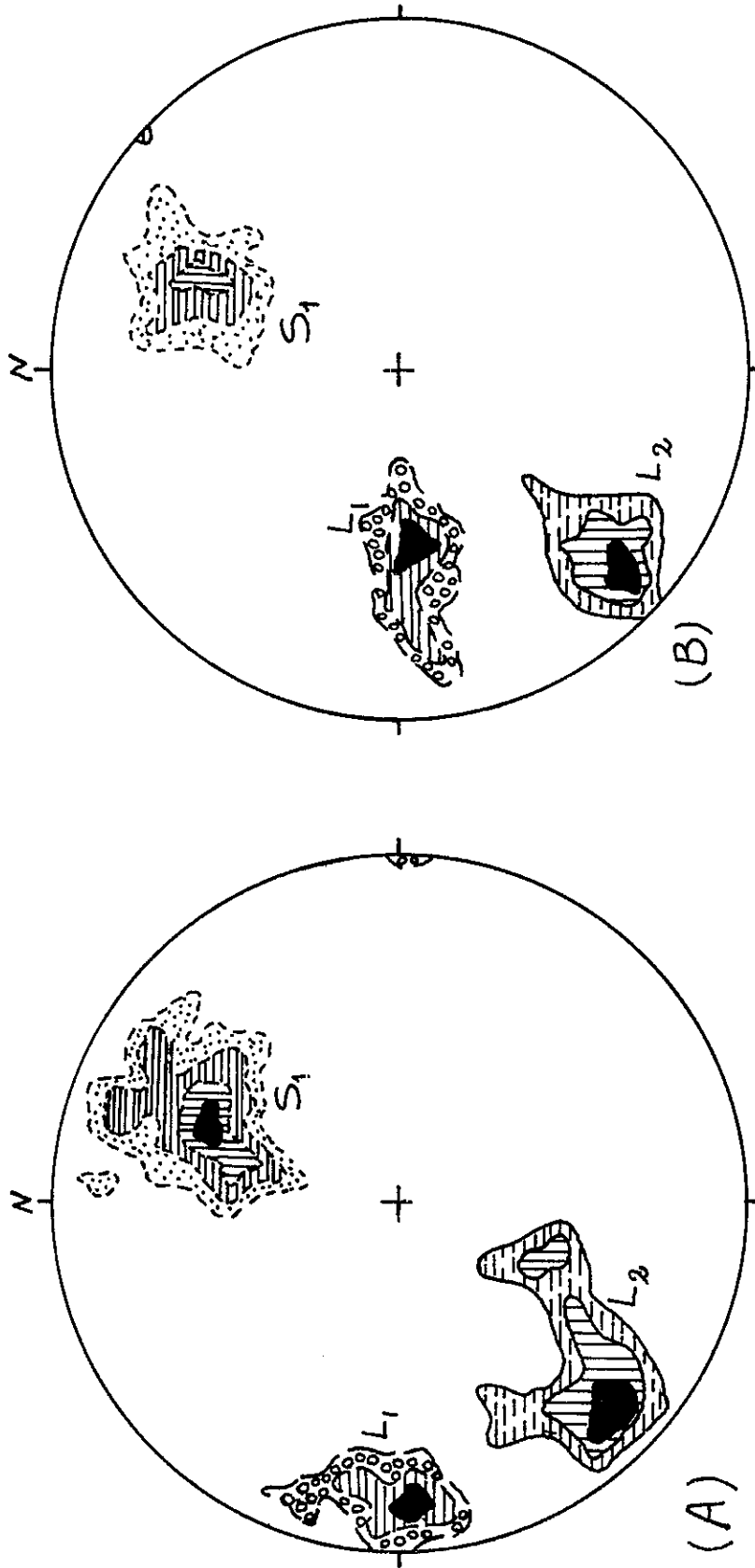
Avant de donner les caractéristiques de ces phases, il est nécessaire de donner un aperçu des arguments permettant de dater ces événements d'âge triasique.

Les phases de plissement et de métamorphisme du complexe de Sargaz-Abshur n'affectent pas le Jurassique inférieur qui est discordant sur les métamorphites et les roches intrusives de la région.

La découverte de galets de schistes et cornéennes à sillimanite dans les conglomérats de base du Jurassique de la région de Sirjan-Neiriz (SABZEH I et al., 1970) démontre également que les cycles de plutonisme et métamorphisme dans la région allant d'Abadeh à Esfandagheh, commencent dans le Paléozoïque et se terminent avant le Jurassique inférieur (abstraction faite des événements affectant les zones du coloured mélange).

Il y a ainsi deux possibilités pour ces transformations : ou ce sont des cycles appartenant à l'Hercynien ou ils se situent à une époque un peu plus récente et sont paléocimériens.

Jusqu'à maintenant l'existence d'une suite d'événements caractérisant vraiment un cycle hercynien complet (avec plissements, métamorphismes, plutonismes, etc.) n'a pas été démontré. Les éléments présentés par O. THIELE (1966, 1968) dans la région de Golpaigan en faveur de la présence d'une orogénèse hercynienne en Iran n'ont pas été acceptés, faute de preuves suffisantes. J. STÖCKLIN (1968) souligne en effet que les arguments de O. THIELE prouvent seulement les mouvements triasiques tardifs et que la discordance entre Permien et Précambrien ne peut être considérée comme significative d'une orogénèse hercynienne car une simple transgression par la mer permienne des horsts anciens peut l'expliquer. HAGHIPOUR (1971) a décrit dans la région de Rezaieh une discordance angulaire entre le Permien et les formations de Mila et de Lahen du Cambrien. De même des discordances semblables, mais locales, ont été signalées par SAMIMI et M. ALAVI (in HAGHIPOUR, 1971). Cependant, il ne s'agit que d'évidences locales et aucun élément ne vient étayer l'hypothèse de déformations hercyniennes générales. J. STÖCKLIN (1968) admet ainsi que les mouvements paléozoïques ne sont, en Iran, que des phases épigénétiques, retentissement lointain et mineur d'une phase orogénique majeure existant dans les régions voisines comme le Caucase. HAGHIPOUR (1971) aboutit aux mêmes conclusions et souligne l'improbabilité d'un cycle orogénique hercynien en Iran. Notons enfin que



L_1 : % 5.7 - % 28.5 - % 57 L_2 : % 6.5 - % 19.5 - % 33.5
 S_1 = % 1.3 - % 6.5 - % 13 - % 19.5
 L_1 : % 6.6 - % 19.8 - % 33 L_2 : % 8.3 - % 24.9 - % 41.5
 S_1 = % 5.5 - % 27.5 - % 55

Figure 4 : Diagrammes des tectonites paléocimériennes (première phase : L_1 , S_1 et deuxième phase L_2) à Kuh-e-Nahar, 80 kilomètres Ne-Neiriz.

A. - Complexe hautement métamorphique

B. - Séquence permienne fossilifère légèrement métamorphique

S_1 = première schistosité L_1 = première linéation (B) L_2 = deuxième linéation (B)

D'après : HOUCHMAND-ZADEH, SABZEHI, BERBERIAN (1972). -

ces observations de discordances locales ont été relevées dans la zone de Sanandaj-Sirjan qui est une zone de grande mobilité à plusieurs époques. Nous en étudierons plus loin les raisons.

Il reste donc la possibilité d'une phase paléocimérienne. Celle-ci est beaucoup mieux étayée. En effet, les phases de déformation qui suivent notre stade "M", affectent très souvent le Permien supérieur. Dans la région comprise entre Sirjan et Neiriz une coupe montre une continuité parfaite entre les roches métamorphiques et les sédiments permien avec décroissance progressive du métamorphisme (SABZEHI et al., 1970). De même les déformations caractéristiques des zones métamorphiques (microplis, linéations, etc.) se retrouvent de façon continue jusque dans le Permien. Cette transition a été étudiée par HOUCHMAND-ZADEH et al. (1972). Le détail de leurs observations et mesures d'axes de plis et de linéations démontre que la phase de déformations (dénommée M_1 , D_1 , L_1 , S_1 , voir ci-dessous) est certainement postérieure au Permien supérieur et antérieure au Jurassique inférieur (voir fig. 4).

Ainsi est-on amené à assurer qu'une série d'événements (déformations, métamorphisme, plutonisme) s'est produite après le Permien supérieur et s'est achevée avant le Jurassique inférieur. Ce sont ces événements que nous appelons phase paléocimérienne. Ils ont été décrits par J. STÖCKLIN (1968) sous le nom de mouvements triasiques tardifs ("late triassic movements") et sont reconnus également par A. HAGHIPOUR (thèse en préparation), A. HOUCHMAND-ZADEH et al. (1972), A. HAGHIPOUR et M. SABZEHI (1973) et HAGHIPOUR PELLISSIER (1965).

Des roches métamorphiques qui contiennent des traces de fossiles, ont été récemment découvertes en Iran oriental, dans le bloc du Lut (REYRE, 1970 ; STÖCKLIN et al., 1972). Selon REYRE, le métamorphisme de ces roches date du Trias moyen - supérieur (206 ± 10 Ma, par la méthode Rb/Sr sur roche totale). Ce sont des faciès tout à fait comparables à ceux du complexe de Sergaz-Abshur, et qui ont subi la même évolution.

Les phases paléocimériennes sont multiples. Nous les décrirons successivement, des plus anciennes aux plus récentes, sous les signes M (métamorphisme), D (déformation), L (linéation), S (schistosité) affectés d'un chiffre caractérisant leur ordre. Les deux premières peuvent être définies par ces quatre caractères, la troisième ne peut être observée que par ses recristallisations (M_3):

c 2-1 - La phase 1 : $M_1 D_1 S_1 L_1$

C'est la plus importante dans l'histoire géologique de la région. Elle se caractérise par des plis couchés isoclinaux avec linéation E-W (L_1) et une schistosité de plan axial très bien développée (S_1) contemporaine d'un métamorphisme (M_1) qui remanie les minéraux de la phase "M" vue plus haut.

La linéation L_1 , très marquée sur les plans de la schistosité S_1 , correspond aux axes de microplis. Ceux-ci sont très nombreux dans les calcaires, les schistes verts et les amphibolites, mais dans les roches pélitiques ils sont moins fréquents. Dans les quartzites ils sont remarquablement préservés. La direction générale de L_1 varie de $N 90^\circ E$; cette variation s'accorde avec la dispersion de S_1 . Selon les diagrammes de densité (voir fig. 5) il est évident que la direction E-W est dominante. Ces observations sont conformes à ce que HOUCHMAND-ZADEH et M. BERBERIAN (1972) ainsi que M. SABZEHI et al. (1970) ont étudié dans les régions voisines.

La schistosité S_1 est la seule qui soit bien développée dans les complexes métamorphiques. Elle est de plan axial des plis couchés d'axes L_1 . Son orientation est souvent très perturbée par les phases ultérieures. Ses variations sont schématisées dans les diagrammes de la figure 6.

Le métamorphisme M_1 contemporain est très important puisque tous les minéraux de la phase M ont été détruits. On observe un gradient positif des transformations en se dirigeant vers le centre du complexe métamorphique où se rencontrent les roches basiques et ultrabasiques. De même la direction prograde est du complexe de Sergaz vers celui d'Abshur.

Les caractères de ces différents éléments de la phase 1 sont illustrés par la planche 1 fig. 1 et 2.

c 2-2 - La phase 2 : $M_2 D_2 S_2 L_2$

Durant cette phase une nouvelle linéation L_2 apparaît, parallèle aux axes de plis isoclinaux ou de kink. La direction de la linéation L_2 se situe entre $N 30^\circ E$ et $N 60^\circ E$ et se surimpose aux linéations L_1 précédentes (fig. 7).

La schistosité S_2 est assez mal développée, souvent localisée sous forme d'un clivage sporadique subparallèle aux plans axiaux des plis.

Le métamorphisme M_2 correspondant à cette phase est de type Abukuma non achevé. Il est représenté par des recristallisations de biotite et de muscovite en grands cristaux situés dans les plans axiaux des plis 2. Ces cristaux incluent des traces de la première schistosité S_1 comme nous le verrons dans les descriptions pétrographiques, ou la recoupent. Les minéraux de la phase M_1 sont par ailleurs plissés ou cassés par cette nouvelle phase, et les cassures sont occupées par la nouvelle génération de minéraux de la phase 2.

Dans la planche 1, les figures 3 et 4 illustrent et résument les caractères de cette deuxième phase paléocimérienne.

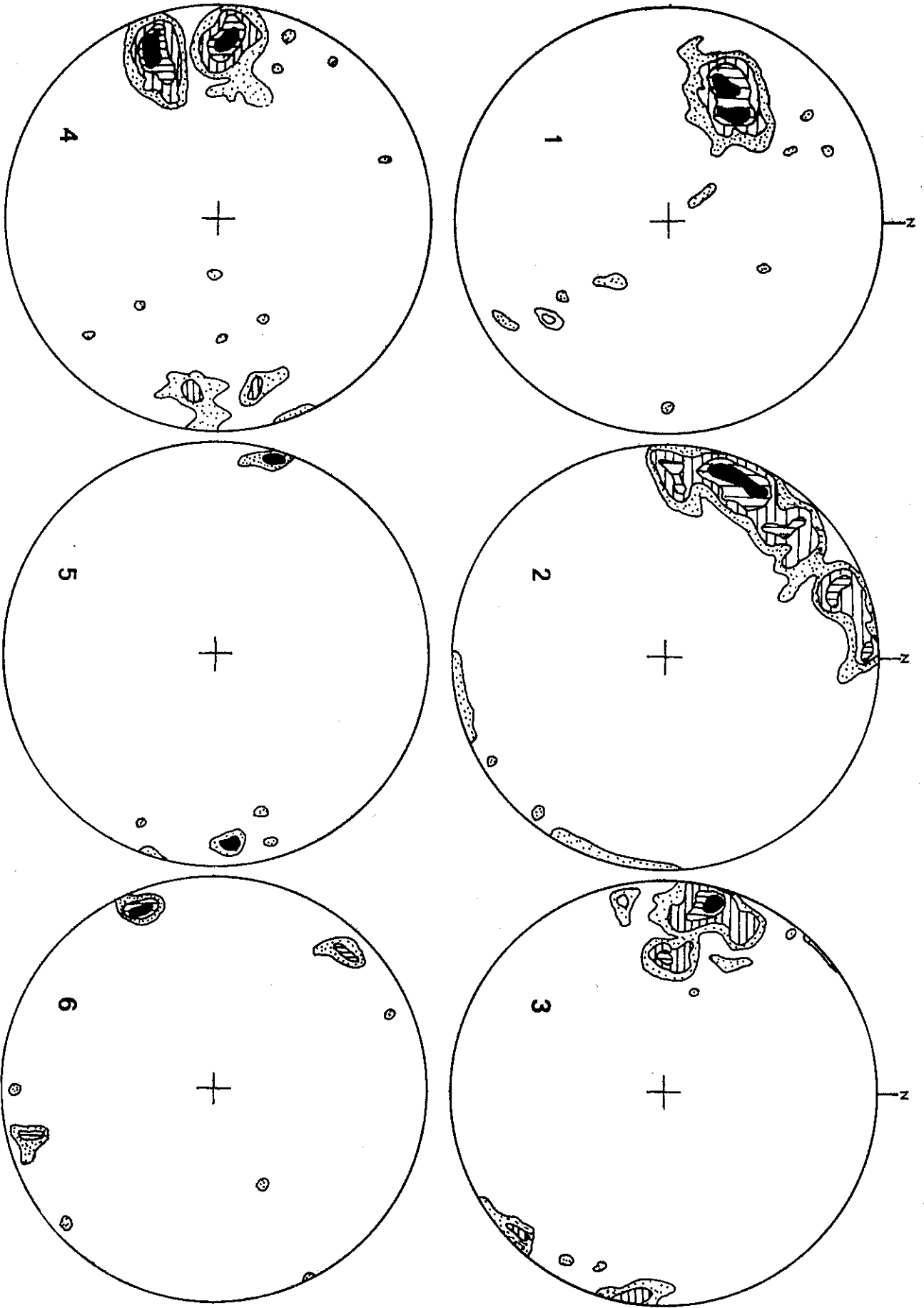


FIG- 5

FIG. - 5 - DIAGRAMMES DES TECTONITES PALEOCIMERIENNES (L₁)

Coupe 1. - 52 L₁, avec les densités suivantes :
1.9 - 3.8 - 9.5 - 19 %

Coupe 2. - 76 L₁, avec les densités suivantes :
1.3 - 2.6 - 6.5 - 13 %

Coupe 3. - 67 L₁, avec les densités suivantes :
1.4 - 4.2 - 11.2 %

Coupe 4. - 64 L₁, avec les densités suivantes :
1.5 - 3 - 6 - 9 %

Coupe 5. - 18 L₁, avec les densités suivantes :
5.5 - 16.5 %

Coupe 6. - 18 L₁, avec les densités suivantes :
5.5 - 11 - 22 %

Référence : SABZEHEI et BERBERIAN (1972)

Localisation des coupes : voir la carte géologique (fig. 3)

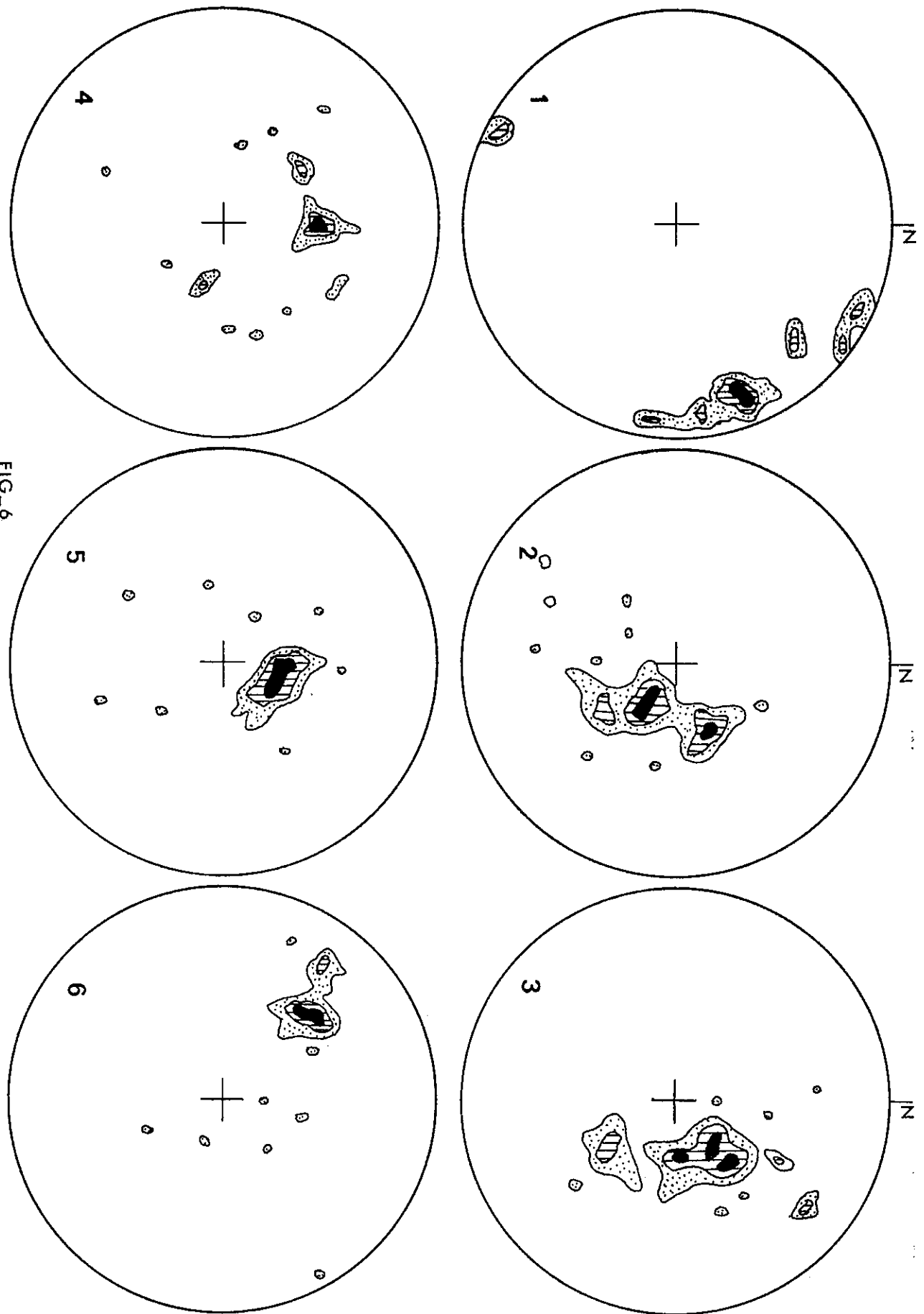


FIG-6

FIG. 6 - DIAGRAMMES DES TECTONITES PALEOCIMERIENNES (S₁)

<u>Coupe 1.</u> -	35 S ₁ , avec les densités suivantes : 2.7 - 8.1 - 13.5 %
<u>Coupe 2.</u> -	39 S ₁ , avec les densités suivantes : 2.5 - 7.5 - 12.5 %
<u>Coupe 3.</u> -	43 S ₁ , avec les densités suivantes : 2.2 - 4.4 - 8.8 %
<u>Coupe 4.</u> -	29 S ₁ , avec les densités suivantes : 3.4 - 6.8 - 10.2 %
<u>Coupe 5.</u> -	8 S ₁ , avec les densités suivantes : 5.3 - 10.5 - 14 %
<u>Coupe 6.</u> -	25 S ₁ avec les densités suivantes : 4 - 8 - -16 %

Référence : SABZEHEI et BERBERIAN (1972)

Localisation des coupes : voir la carte géologique (fig. 3)

FIG. 7

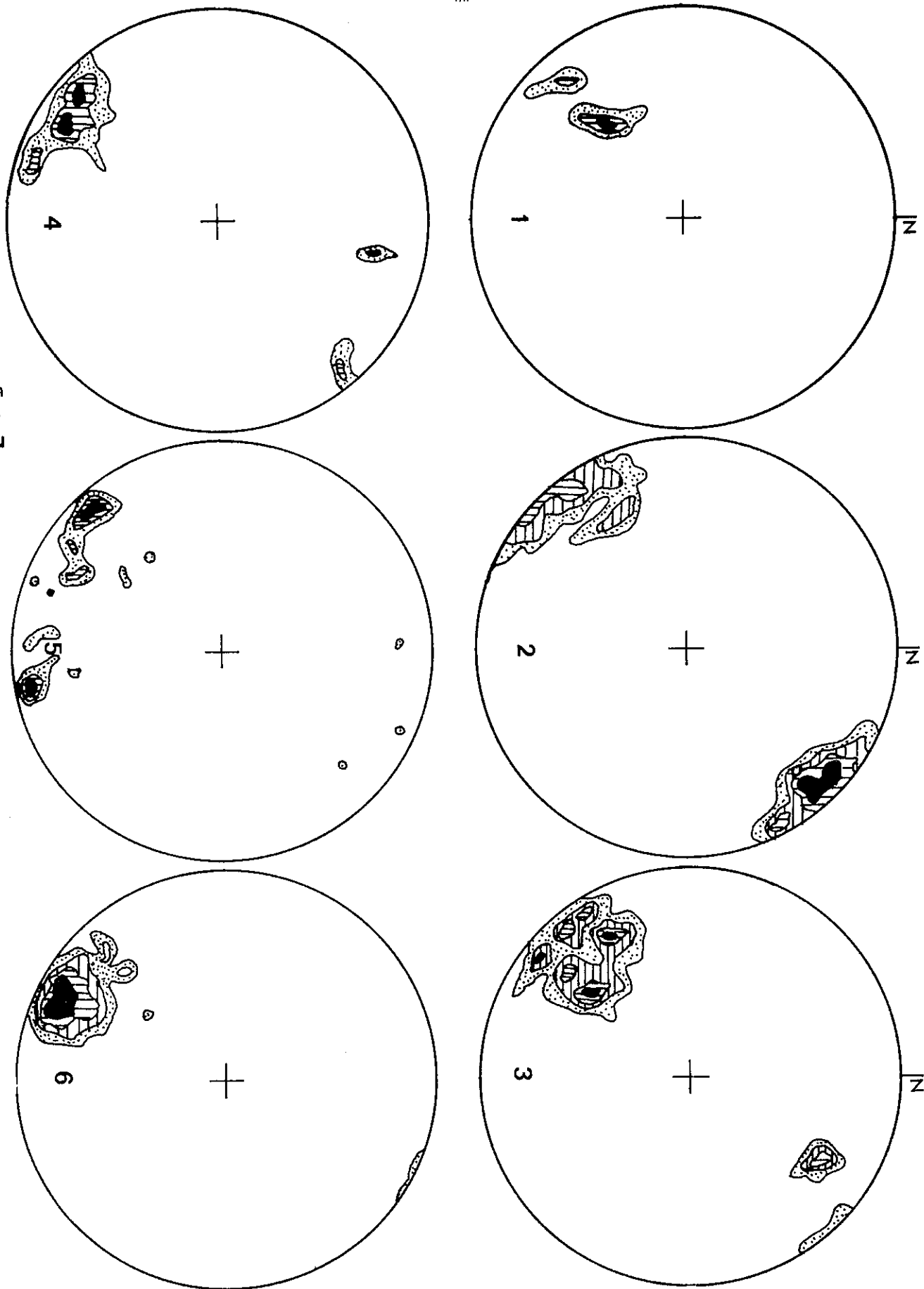


FIG. 7. - DIAGRAMMES DES TECTONITES PALEOCIMERIENNES (L₂)

Coupe 1. - 13 L₂, avec les densités suivantes :
7.6 - 15.2 - 22.8 %

Coupe 2. - 57 L₂, avec les densités suivantes :
1.7 - 5.4 - 6.8 - 13.6 %

Coupe 3. - 78 L₂, avec les densités suivantes :
1.2 - 2.4 - 4.8 - 9.6 %

Coupe 4. - 38 L₂, avec les densités suivantes :
2.6 - 7.8 - 13 %

Coupe 5. - 37 L₂, avec les densités suivantes :
2.6 - 7.8 - 13 %

Référence : SABZEHEI et BERBERIAN (1972), -

Localisation des coupes : voir la carte géologique (fig. 3).

PLANCHE 1 - STYLES DE DEFORMATION PALEOCIMERIENNE

Figure 1 : Plissements superposés dans le marbre du complexe Abshur. Les plis couchés de la phase ($M_1 D_1$) sont replissés par le plissement de la phase ($M_2 D_2$)

Figure 2 : Plis couchés de la phase ($M_1 D_1$) dans les amphibolites du complexe Abshur. Cette déformation plisse le matériel déjà métamorphisé statiquement. - Noter la stratification originelle préservée.

Figure 3 : Style de plissement de la phase ($M_2 D_2$) dans les micaschistes - quartzites du complexe de Sargaz.

Figure 4 : Kink développé lors de la phase ($M_2 D_2$). Les porphyroblastes de grenat sont déformés pendant cette phase.



Figure 2

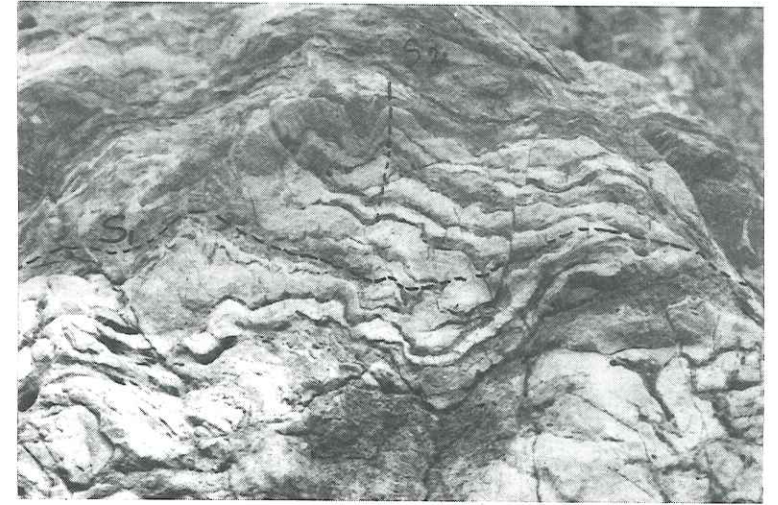


Figure 1



Figure 3



Figure 4

c 2-3 - La phase 3 = M_3

La culmination de la phase précédente est un métamorphisme thermique de contact, dit M_3 . Il se surimpose au matériel déjà déformé et recristallisé. Cet épisode est dû à l'intrusion de roches basiques et ultrabasiques. Aussi au contact de ces intrusions les caractères structuraux des roches disparaissent-ils souvent et le matériel est transformé en cornéennes et en skarns.

c 3 - Les phases postérieures au Lias

Une grande partie de la région d'Eslandagheh a été reprise par des métamorphismes et déformations post-liasiques. L'intensité de ces phases est très importante dans la zone de coloured melange mais beaucoup moins dans celles des complexes d'Abshur-Sargaz.

Ces événements débutent au Jurassique moyen et trois phases de déformations peuvent être définies :

c 3-1 - la phase D_3

Elle se termine avant le Jurassique supérieur. Elle se manifeste par des phénomènes d'extension qui produisent un volcanisme et un magmatisme diabasique dans le bassin jurassique. Y sont liés les dykes diabasiques de direction N-S à N 30° E recoupant évidemment le substratum du bassin jurassique où on les reconnaît grâce à leurs orientations et les couches de laves souvent en coussins.

On attribue au même épisode D_3 les fissures d'extension de même orientation présentes dans les complexes métamorphiques et où ont cristallisé : calcite - quartz - épidote.

c 3-2 - La phase $D_4 - M_4$

Il s'agit là de l'événement le plus important dans la région, après le Lias. Il se caractérise par un grand développement des fissures d'extension et une intense activité hydrothermale, dont les fluides, par la voie des fissures, transforment en un métamorphisme M_4 rétrograde, les matériaux antérieurs. Ce type de métamorphisme peut être qualifié de régional en raison de l'importance des transformations sur les minéraux préexistants et de la zone qu'il affecte. Il se traduit par une recristallisation des roches métamorphiques et intrusives préexistantes sous forte pression fluide, entraînant des aspects de métasomatose régionale. La période d'invasion par les fluides est difficile à préciser mais c'est lors de cette phase que dans les roches volcaniques du Jurassique apparaissent prehnite et pumpellyite; elle est donc postérieure au Jurassique moyen. Nous verrons ultérieurement que la phase correspondante affectant le coloured melange est postérieure à l'Eocène inférieur, époque où se développent là des paragenèses de haute pression à glaucophane - lawsonite - pumpellyite - aragonite - pyroxène sodique.

c 3-3 - La phase D_5

Il arrive très souvent que les minéraux de la phase précédente soient déformés ou cassés. Ainsi les filonnets à prehnite D_4 , qui sont plissés et cassés, ou encore les chlorites, issues lors de la phase $D_4 - M_4$ de la rétro-morphose des biotites de la phase M_2 , qui sont déformées. Cet épisode ne paraît pas être très important ici, mais il correspond à une phase de métamorphisme et de plissement plus sensible dans la zone du coloured melange.

Au total les phases postérieures au Lias qui affectent les complexes de Sargaz-Abshur sont assez difficiles à caractériser avec précision ici. Mais elles correspondent à des phases mieux développées dans la zone du coloured melange et il est important de souligner à la fois ce parallélisme et la différence d'intensité de ces transformations dans les deux domaines. Dans le chapitre consacré au coloured melange nous discuterons ces problèmes.

A.3. - Pétrographie et pétrologie

a) - Introduction

Nous nous proposons ici d'analyser les caractères pétrographiques des roches des complexes métamorphiques de Sargaz-Abshur afin de présenter la discussion sur l'évolution pétrologique de ces matériaux. En fait, nous devons décrire maintenant les différentes associations et caractéristiques qui nous ont permis dans les pages précédentes de présenter les différentes phases de métamorphismes ou de recristallisations, et de les situer par rapport aux déformations. Grâce à celles-ci nous verrons qu'il est possible d'établir une chronologie des différents événements et de justifier ainsi la suite d'épisodes rassemblés plus haut dans leur ordre logique.

Nous procéderons en trois temps : le premier purement minéralogique permet de donner une liste des différents composants des roches des complexes métamorphiques en les affectant aux différentes phases, sauf en ce qui concerne les minéraux de la phase M_3 qui sont traités séparément. Une deuxième partie sera consacrée à la description pétrographique des schistes cristallins rencontrés (là encore on renverra la description des cornéennes dues à M_3 à un chapitre particulier). Enfin, un dernier temps nous permettra de discuter la pétrogenèse de ces roches en situant les différentes phases, celle qui est due au contact thermique M_3 faisant encore une fois l'objet d'une étude spéciale.

b) - Minéralogie

L'ordre d'étude adopté ici est celui proposé par DEER, HOWIE et ZUSSMANN (1963).

1 - Zircon

Il se rencontre en très petite quantité comme accessoire et en inclusions à halos pléochroïques dans la biotite.

2 - Sphène

Se trouve fréquemment en produit de transformation du rutile dans les schistes verts et les amphibolites.

3 - Grenat

Le grenat s'est certainement formé lors de la phase M. Il est tordu, cisailé lors de M, puis tordu à nouveau dans la phase M_2 . Dans cette même phase il s'altère en biotite + cordiérite. Etant déstabilisé dans les phases M_2 et M_3 il demeure en relique dans toutes les roches. On étudiera sa composition dans le chapitre consacré au contact thermique. Des grenats correspondant directement à la phase M_1 n'ont pu être observés.

4 - Disthène - sillimanite

Ces minéraux sont souvent altérés en séricite. Le disthène est généralement remplacé par la sillimanite, probablement lors de la phase M_2 .

5 - Epidote - zoïsite - clinozoïsite

Epidote et clinozoïsite sont stables dans presque toutes les phases de M à M_4 . Ce sont des minéraux très fréquents dans la phase M. Lors de M_1 ils remplacent soit les grenats, soit les plagioclases de M. La structure zonée epidote/ clinozoïsite est fréquente.

La zoïsite est très rare et c'est un minéral significatif de la phase M. Lors de M_1 il est remplacé par la clinozoïsite.

6 - Tourmaline

Ne se rencontre qu'en très petite quantité dans les schistes et les gneiss.

7 - Pyroxènes

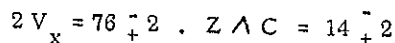
Les pyroxènes sont presque absents et ils ne se rencontrent que sous forme de reliques dans les diabases métamorphiques.

8 - Amphiboles

Trois types d'amphiboles ont été rencontrés :

- Hornblende : il en existe deux générations

+ celle de la phase M est en grands cristaux remplacés d'abord par une amphibole sodique de type glaucophane, puis par de l'actinote, lors de M_1 . Elle est souvent maclée. Ses caractères sont les suivants :



X = vert pâle à incolore ;

Y = vert très pâle, bleuté ;

Z = vert pâle.

Ce type de hornblende est très probablement du type barroisite (voir pl. 2, fig. 1).

+ la hornblende verte typique du métamorphisme M_1 lorsque l'on passe du faciès schistes verts au faciès amphibolite sera étudiée en détail dans le chapitre traitant du contact thermique.

- Trémolite - actinote

Ce type d'amphibole est très répandu dans le complexe de Sargaz. Il caractérise la phase M_1 où il remplace soit le glaucophane, soit la hornblende de la phase M.

- Glaucophane

C'est un minéral rare dans les métamorphites de la zone de Sargaz-Abshur. Il se présente en reliques, elles-mêmes remplaçant la hornblende de M, donc postérieur à celle-ci dans cette phase. Il s'agit néanmoins d'un minéral d'un épisode tardif de la phase M. Lors de M_1 le glaucophane est altéré en actinote. Ses caractères optiques (biréfringence faible, pléochroïsme et extinction presque droites) permettent de le reconnaître mais on ne le rencontre que dans un seul type de roche (SAE 354) des schistes verts du complexe de Sargaz. Il était cependant peut-être plus abondant avant les transformations postérieures à M.

9 - Muscovite

Il en existe deux générations : la première appartient à la phase M et subsiste durant M_1 ; la seconde est due à M_2 et recoupe les muscovites des phases précédentes.

10 - Biotite

Ce minéral s'est probablement développé à plusieurs reprises. Seule est caractéristique cependant la biotite qui croît aux dépens du grenat lors de M_2 . En ce cas elle se situe toujours dans les plans axiaux des plis de cette phase 2 (= S_2). Ses caractères optiques sont détaillés plus loin, dans le chapitre consacré au métamorphisme thermique.

Une biotite verte s'est très probablement développée lors de M_1 .

11 - Chlorite

Différents types de chlorites se rencontrent dans différentes phases, mais il s'agit surtout d'un minéral des schistes verts du complexe de Sargaz, développé lors de M_1 . Là il s'agit d'une chlorite Fe - Mg. Une autre génération de chlorite appartient à la phase $D_4 - M_4$. Elle est due à la déstabilisation de minéraux plus anciens : biotite, olivine, amphiboles, etc.

12 - Prehnite

Elle se rencontre dans les filons de la phase $D_4 - M_4$. Ses cristaux sont parfois parfaitement automorphes et elle peut être confondue avec la lawsonite. Dans ces cas une séparation pour étude aux rayons X a permis de lever l'indétermination.

13 - Feldspaths

Le plagioclase sodique An_{10} au maximum, est très fréquent dans les schistes verts de Sargaz. Dans les amphibolites du complexe d'Abshur le plagioclase atteint An_{50} .

Les feldspaths potassiques sont très rarement représentés dans les gneiss, il s'agit d'un microcline perthitique.

14 - Quartz

Il est présent partout et appartient à plusieurs générations.

15 - Rutile

C'est un minéral caractéristique de la phase M. Il se rencontre en relique dans les schistes verts où il est enrobé par du sphène. Dans les amphibolites d'Abshur il se présente de la même façon que les autres minéraux de la phase M.

16 - Hématite - magnétite

L'hématite est un minéral de la phase M, car elle est reprise par M_1 , mais c'est également un minéral qui croît durant M_2 et M_3 .

La magnétite est très rare et s'est surtout développée lors du métamorphisme thermique M_3 (voir plus loin).

17 - Pyrite - chalcopyrite

La pyrite est essentielle dans la phase M_1 dans les schistes verts. Elle s'altère en limonite. Parfois lui est associée de la chalcopyrite et l'altération est alors en malachite lors de la phase $D_4 - M_4$.

18 - Calcite

Elle est présente en plusieurs générations. Ses cristaux les plus importants appartiennent cependant à la phase M_1 lors de laquelle elle remplace grenats et plagioclases de M. La dolomite a été très rarement rencontrée.

19 - Apatite

Minéral présent en tant qu'accessoire.

c) - Pétrographie

c-1 - Schistes verts et amphibolites

c1-1 - Aspect macroscopique

- Schistes verts

Ce sont des roches de couleur vert foncé à vert olive, denses, sans foliation visible sur l'échantillon. Les caractères structuraux et le style de déformation sont bien préservés dans ces roches.

- Amphibolites

Egalement vertes, toujours foncées, ces roches ont un grain grossier et sont composées essentiellement de hornblende et de plagioclase. Là, les caractères structuraux sont toujours difficiles à voir.

c 1-2 - Aspect microscopique

En raison de leur complexité d'évolution ces roches offrent des textures extrêmement variées et différentes.

Les amphibolites ont généralement une structure nématoblastique alors que les schistes verts peuvent en présenter plusieurs types qui sont en général des structures à reliques où l'on retrouve des traces de la roche originelle (diabase) malgré les différentes phases de métamorphisme. Souvent en effet les relations de type ophitique entre pyroxènes et plagioclases sont encore visibles.

Mais il y a des structures qui sont les structures reliques ; par exemple, le grenat de la phase M a recristallisé lors de la phase M_1 en un amas de quartz + épidote + calcite + chlorite, dont les contours, ainsi que l'aspect porphyroblastique, sont conservés (planche 2, fig. 2).

Il en va de même pour les amphiboles de la phase M : elles conservent leurs formes, leur disposition quelconque (sans orientation préférentielle), mais elles sont en partie transformées, lors de la phase M_1 , en chlorite + épidote + actinote. Ces néominéraux se répartissent de façon orientée dans le plan de schistosité (S_1) de la phase M_1 (voir planche 2, fig. 3).

c 1 - 3 - Association minéralogique

L'association minéralogique rencontrée est la suivante :

- Amphibolites

Hornblende vert bleu + andésine + rutile + sphène + chlorite + épidote + clinozoïsite + magnétite + quartz + feldspath K (très peu).

- Schistes verts

Épidote + clinozoïsite + zoïsite + chlorite + albite + hornblende + actinote + sphène + sidérite + calcite + hématite + magnétite + prehnite + glaucophane + pyroxènes (magmatique en reliques) + apatite + muscovite + biotite + pyrite + chalcopryrite + pumpellyite + reliques de grenats.

Ces associations sont très complexes et à priori bizarres. Pour les comprendre il est nécessaire d'établir une chronologie relative entre les différents constituants, ce qui est possible par l'examen des déstabilisations et des déformations et qui conduit à admettre que les associations énoncées ci-dessus représentent l'intégration de plusieurs paragenèses successives. Nous avons pu définir les paragenèses élémentaires successives suivantes :

- paragenèses de la phase M

Amphiboles, plagioclase et grenat sont des minéraux anciens toujours repris par de nouvelles recristallisations, ils sont désorientés et correspondent à une phase de recristallisation statique. Entre eux il est possible de distinguer la chronologie suivante :

épisode 1

Hornblende (barroisite) + plagioclase (reliques + les produits de remplacement visibles actuellement : albite + épidote + clinozoïsite) + rutile + zoïsite + grenats (remplacés par les agrégats de clinozoïsite + chlorite + calcite + quartz);

épisode 2

1 glaucophane est le seul minéral, demeurant d'ailleurs en reliques, de cet épisode. Il existait peut-être d'autres minéraux caractéristiques de conditions de haute pression mais ou ils ont été complètement détruits par les recristallisations suivantes ou ils n'ont pas été retrouvés faute d'un échantillonnage assez serré.

PLANCHE 2

Figure 1 : Hornblende maclée de la phase (M) entourée par les actinolite - chlorite - épidote de la phase M_1 . - Noter le remplacement par la glaucophane (taches plus sombres) de la hornblende.

L. P.

Gl = glaucophane

Hb = hornblende

Figure 2 : Structure porphyroblastique à grenat, préservée malgré l'altération du grenat en calcite + chlorite + épidote + quartz dans la phase M_1

L. P.

Figure 3 : Hornblende (phase M) traversée par des chlorites (phase M_1) synschisteuses (Si).

L. N.

Hb = hornblende

Chl = chlorite.

Figure 4 : Pli couché de la phase (M_1, D_1) reprenant les minéraux de la phase (M_1) dans un schiste vert du complexe de Sargaz.

L. N.

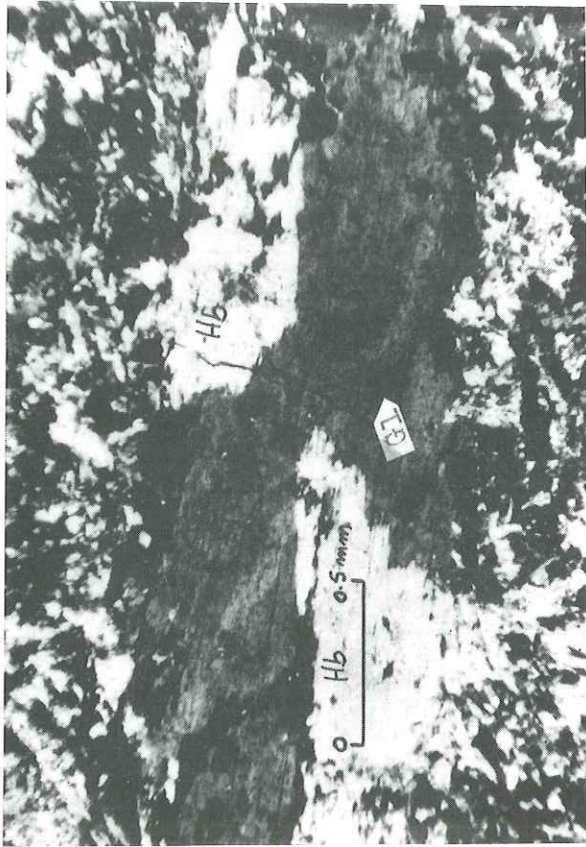


Figure 1

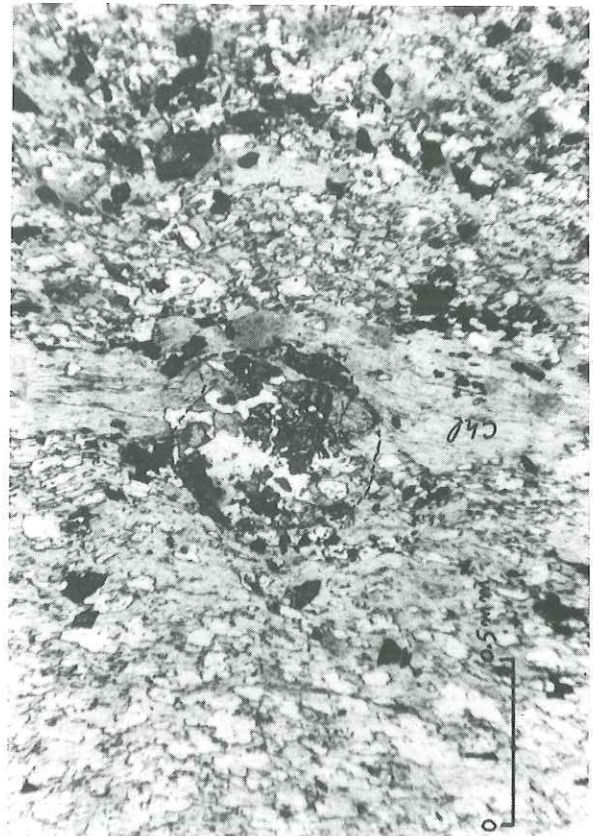


Figure 2

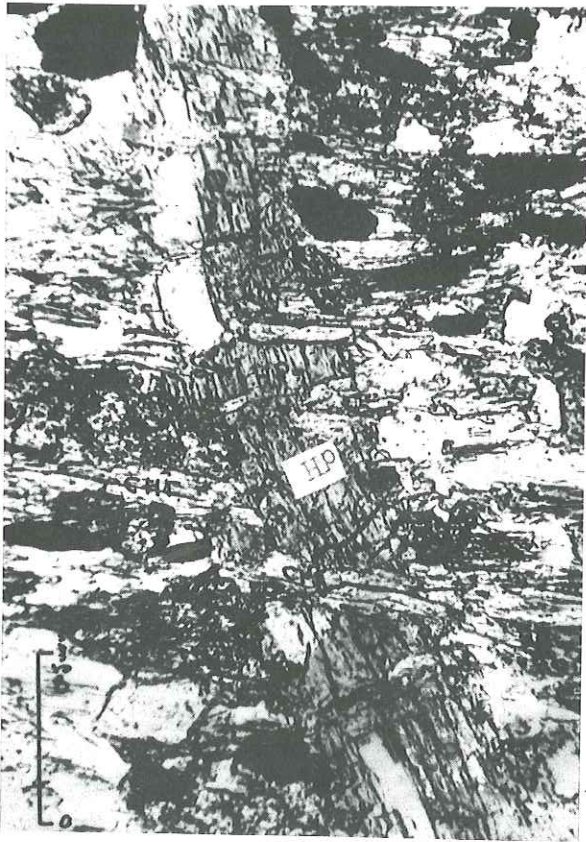


Figure 3

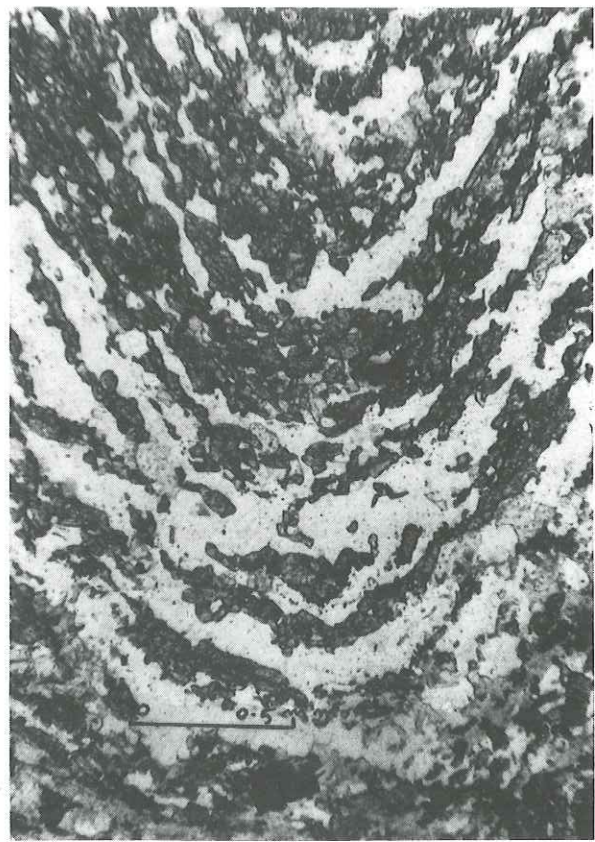


Figure 4

- paragenèse de la phase $D_4 - M_4$

Nous avons déjà signalé que la phase M_3 de contact thermique serait étudiée à part car elle n'affecte pas toute la zone et ne s'établit naturellement qu'aux abords des intrusions. L'invasion de fluides qui caractérise $M_4 - D_4$ est marquée par les nombreuses fissures d'extension souvent occupées par des filons et par l'apparition de minéraux souvent hydratés qui se développent aux dépens de tous les précédents. Ce sont :

prehnite + quartz + calcite + épidote + clinozoïsite + albite + pumpellyite

4) - Aspect chimique

Nous étudierons le problème chimique des amphibolites dans le chapitre consacré au métamorphisme thermique.

Le tableau n° 2 suivant est une analyse chimique d'un schiste vert du complexe de Sargaz.

Tableau n° 2 - Analyse chimique d'un schiste vert du complexe de Sargaz

(1)

Si O ₂	49.34
Al ₂ O ₃	14.98
Fe ₂ O ₃	3.02
Fe O	7.44
Mn O	0.19
Mg O	8.16
Ca O	8.00
Na ₂ O	3.55
K ₂ O	0.20
Ti O ₂	1.44
P ₂ O ₅	0.35
CO ₂	0.82
H ₂ O ⁺	2.22
H ₂ O ⁻	0.11
Total	99.82

Norme : C.I.P.W.

Or	1.11
Ab	29.87
An	24.46
Ca	1.80
Di	6.96
Hy	23.53
Ol	1.90
Mt	4.41
Il	2.74
Ap	0.67
Total	97.45

L'examen du résultat de cette analyse et des calculs qu'elle permet montre qu'il est possible de calculer de l'hypersthène et de l'olivine normatifs comme pour un basalte. Il n'y a pas de quartz normatif et il s'agit d'une roche saturée presque exactement.

Selon la nomenclature de YODER et TILLEY (1962) on doit considérer cette roche comme l'équivalent d'un basalte tholéitique à olivine.

c 2 - Micaschistes - gneiss - quartzites

c 2-1 - Aspect macroscopique

- Micaschistes

Ce sont en majorité des roches à grain fin, blanc gris, parfois plus sombre, avec une schistosité bien marquée. Deux linéations sont nettement visibles sur le plan de schistosité. Sur un fond fin et orienté se détachent souvent de grands cristaux de biotite sans orientation à l'échelle de l'échantillon et des grenats idiomorphes.

- Gneiss

L'orientation de ces roches, plus grossières que les précédentes, est toujours bien marquée. Le grain du matériau paraît indiquer une origine détritique car il apparaît des textures microconglomératiques. Un aspect migmatique peut parfois apparaître qui est dû à une mobilisation partielle avec ségrégation des éléments quartzo-feldspathiques. Cela est particulièrement net lorsqu'on se rapproche des centres d'activité magmatique (voir plus loin).

- Quartzites

Ce sont des roches très fragiles en minces intercalations dans les micaschistes. Leur position et leur compétence dans les roches pélitiques en font de bons repères structuraux car toutes les phases de déformation y sont aisément décelables. La présence constante de muscovite donne aux quartzites un aspect satiné et luisant.

c 2-2 - Aspect microscopique

- Micaschistes

Leur structure est porphyroblastique (grenats) dans le cas général, mais le caractère polymétamorphique de ces roches entraîne souvent la présence de textures plus variées dont le plus souvent des textures à reliques. En effet les porphyroblastes sont des restes des minéraux de la phase M ayant subsisté au cours des autres événements. Les grenats permettent en particulier de retrouver les phases successives. On les rencontre fréquemment cisailés par les plans de la schistosité (S_1) et aplatis sous forme d'agrégats allongés jusqu'à 1 centimètre, dans ce plan (voir planche 3, fig. 1). Ailleurs ce cisaillement par S_1 n'affecte qu'une partie du grenat et il est possible de reconnaître une partie des formes cristallographiques de l'ancien cristal, brutalement interrompues par le plan de schistosité (voir planche 3, fig. 2). Il est donc net que le grenat est antérieur à S_1 et appartient donc à la phase M.

D'autres structures sont encore plus complexes et montrent les grenats M étirés et cisailés par M_1 , S_1 , repris encore par le plissement D_2 , M_2 , S_2 . En ce cas le plan axial des plis 2 soulignés par les "lits" de grenats étirés, est occupé par des feuillets biotitiques qui se développent aux dépens du grenat (voir fig. 8).

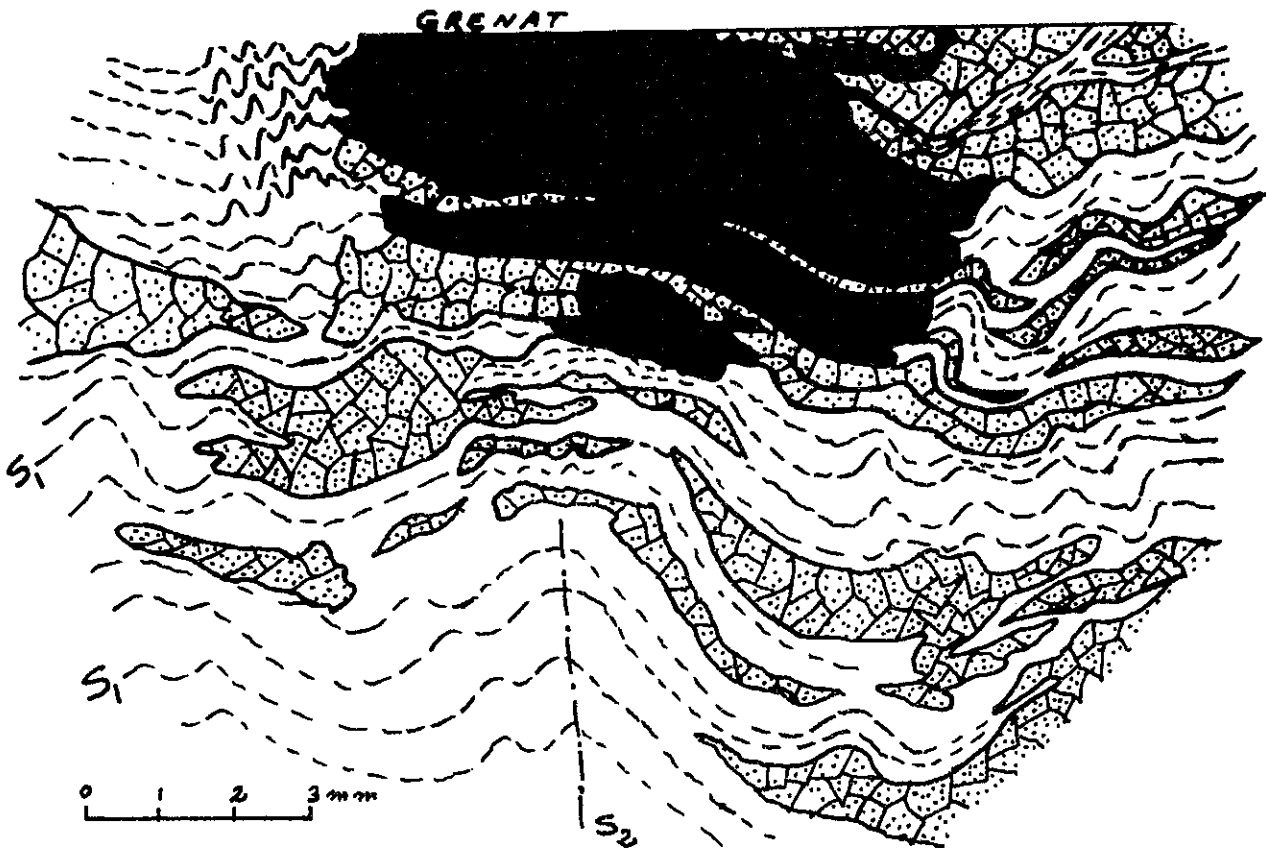


Fig. 8 - porphyroblastes de grenat plissés pendant la phase M_2 , D_2 -

Les textures des micaschistes sont enfin souvent marquées par la présence de deux générations successives des mêmes minéraux, et où les premiers cristaux sont plus petits que les derniers. Ainsi les micaschistes à muscovite présentent souvent de la biotite de la phase M_2 se développant dans les plans axiaux des plis de cette phase (D_2 - S_2). Dans la biotite apparaît alors la trace de la schistosité plissée S_1 indiquée par les inclusions alignées de petits granules d'hématite (voir planche 3, fig. 3).

- Gneiss

La structure des gneiss ne présente pas d'originalité marquée; il s'agit en général d'une structure granolépidoblastique banale.

- Quartzites

Ils possèdent une texture granoblastique orientée par les micas.

c 2-3 - Association minéralogique

Pour les trois grandes catégories de roches, les associations minérales globales sont les suivantes :

- Micaschistes

Quartz + albite + muscovite + grenat + biotite + chlorite + calcite + hématite + pyrite + tourmaline + zircon + apatite + sphène + sidérite + feldspath potassique + graphite + amphibole (très rare)

- Gneiss

Quartz + plagioclase + feldspath K + biotite + grenat + disthène + sillimanite + muscovite + calcite + apatite + tourmaline + zircon + épidote + chlorite + sphène + sidérite + hématite.

- Quartzites

Quartz + plagioclase (rare) + muscovite + biotite + calcite + chlorite + épidote + microcline + zircon + apatite + tourmaline.

PLANCHE 3

Figure 1 : Grenat de la phase (M) cisailé et aplati dans le plan de schistosité de la phase (M_1, D_1)

L. N.

Figure 2 : Grenat (le même que sur la fig. 1) avec quelques surfaces cristallographiques conservées.
Il est cisailé par (S_1).

L. N.,

Figure 3 : Biotite de la phase (M_2) dans le plan axial d'un pli de deuxième phase (M_2, D_2) avec traces de schistosité (S_1) définie par les alignements de cristaux d'hématite (noire).

L. N.

Bi = biotite

Hm = hématite

Figure 4 : Calcite d'un filon de la phase (M_4, D_4) déformée par la phase D_5 .

L. P.



Figure 1

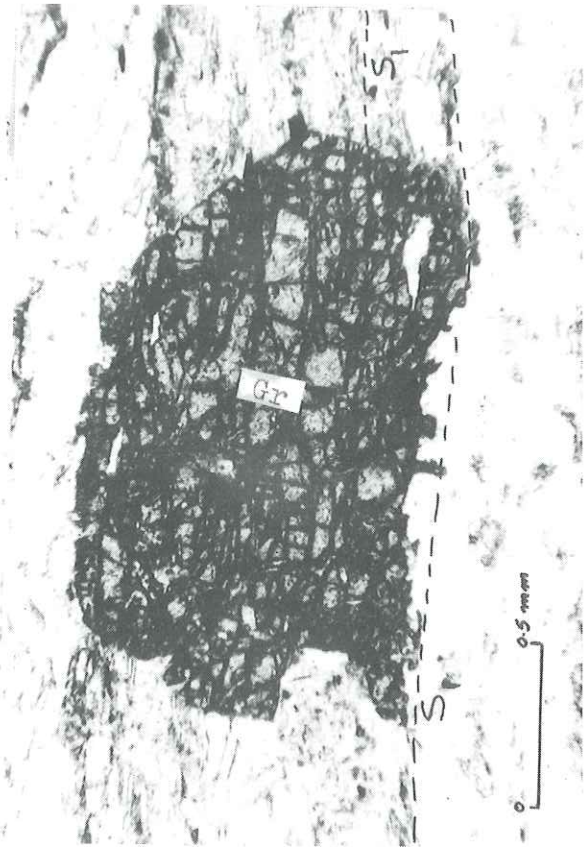


Figure 2

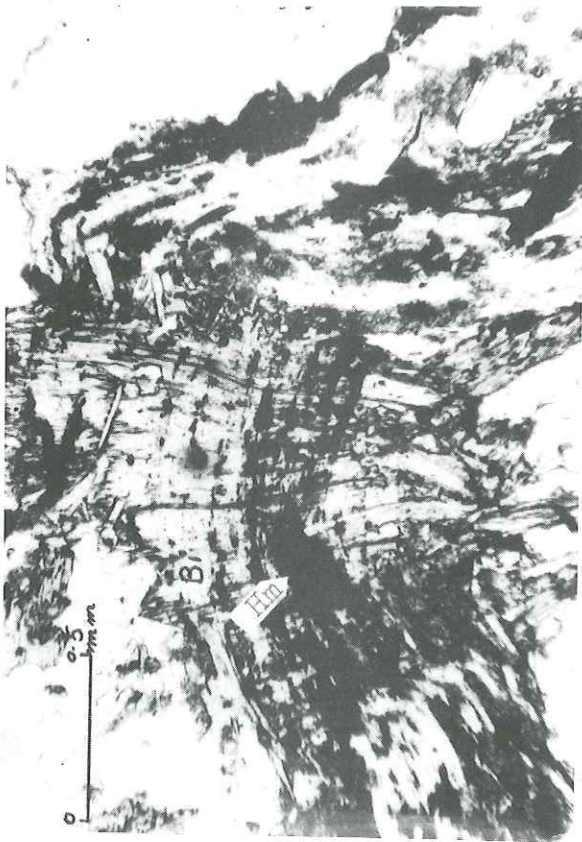


Figure 3

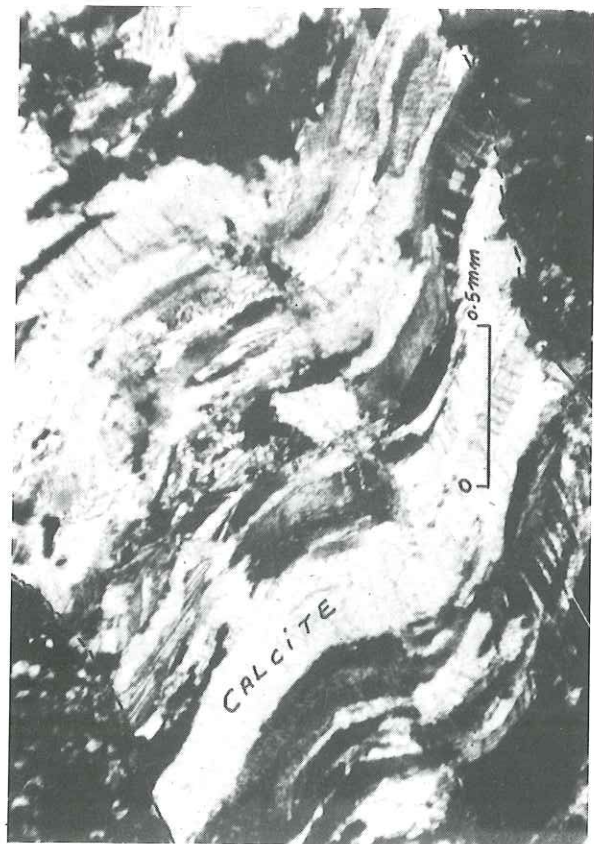


Figure 4

Décomposées, comme précédemment, en paragenèses successives correspondant aux différentes phases, ces associations donnent :

- paragenèses de la phase M

Les minéraux critiques de cette phase paraissent être :
grenat + muscovite + hématite + disthène (?).

Quartz et feldspaths doivent probablement pouvoir s'ajouter à cette association. Nous avons vu plus haut que les grenats étaient sûrement anté-schisteux et il semble évident qu'ils sont liés à la phase M dont nous avons déjà souligné le caractère statique. Le cas de la muscovite est plus délicat car si elle était présente avant M_1 (elle est remplissée par $D_1 S_1$) elle reste stable durant M_1 et il en existe encore une nouvelle génération lors de M_2 . L'hématite plissée avec $M_1 - S_1$ appartient sûrement à M, mais la présence de disthène est plus hypothétique en raison de son altération presque totale.

- paragenèses de la phase M_1

Chlorite + muscovite + pyrite + sphène + albite + calcite + disthène (?)

- paragenèses de la phase M_2

Biotite + muscovite + hématite sont caractéristiques. La sillimanite peut également apparaître.

- paragenèses de la phase M_4

Chlorite + épidote se développent fréquemment aux dépens des minéraux préexistants.

Quelques problèmes subsistent dans l'établissement de ces suites de minéraux: le disthène en particulier peut être né soit lors de M, soit lors de M_1 , mais sûrement pas pendant les phases M_2 ou M_3 ou M_4 . En effet, lors de M_2 il serait transformé en andalousite et en sillimanite dans M_3 . M_4 provoque l'altération sériciteuse déjà notée.

d) - Pétrogenèse

Ces différentes descriptions minéralogiques et pétrographiques nous permettent maintenant d'aborder la discussion pétrologique. Comme précédemment, en anticipant un peu sur les résultats, l'exposé reprendra l'ordre des différentes phases qui seront ainsi justifiées a posteriori.

d 1 - Phase M

Les minéraux type de cette phase de métamorphisme est à :

Hornblende + grenat almandin + muscovite + zoïsite + plagioclase (An_{10}) + rutile + hématite + épidote + clinozoïsite.

Cette association correspond au subfaciès épidote - amphibolite de TURNER (1968) ou au subfaciès des schistes verts à :

Quartz + albite + épidote + almandin de WINKLER (1967).

Ces assemblages minéraux se sont réalisés sans déformation, c'est pourquoi nous qualifions ce métamorphisme de statique.

La présence de zoïsite dans les paragenèses observées dans cette phase de recristallisation, permet de préciser les conditions dans lesquelles elles ont eu lieu. HOLDAWAY (1972) qui a étudié les domaines de stabilité des épidotes est amené à conclure que la "zoïsite est un minéral de haute température et de haute pression stable au-delà de $635^\circ \pm 75$ et à $3 \text{ Kb} \pm 1$. Cela est en accord avec le fait que dans les métamorphismes de basses températures c'est la clinozoïsite qui est abondante ...".

MORGAN (1970) admet, quant à lui, que la présence de zoïsite dans le faciès amphibolite à épidote et albite correspond à une température de l'ordre de $525^\circ \pm 50$ sous 7 Kb .

Par ailleurs, selon RICHARDSON (1968), la réaction :
 Chlorite + $Al_2SiO_5 \rightleftharpoons$ staurotide + quartz
 se réalise à une température de l'ordre de 550° sous 7 Kb, et cet auteur limite ainsi le faciès amphibolite à albite et épidote à la première apparition de staurotide.

Enfin, la réaction :
 chlorite riche en fer + muscovite \rightleftharpoons staurotide + biotite + grenat almandin + H_2O
 est donnée par HOSCHEK (in HOLDAWAY, 1972) pour une température de 565° et une pression de 7 Kb.

Dans le cas de notre phase M, nous n'avons jamais observé de staurotide et nous pouvons dire que la pression devait être inférieure à 7 Kb. Mais il est difficile de préciser les conditions thermodynamiques de ce métamorphisme en raison du caractère polymétamorphique des roches des complexes de Sargaz-Abshur et de la présence ici d'un seul minéral index utilisable.

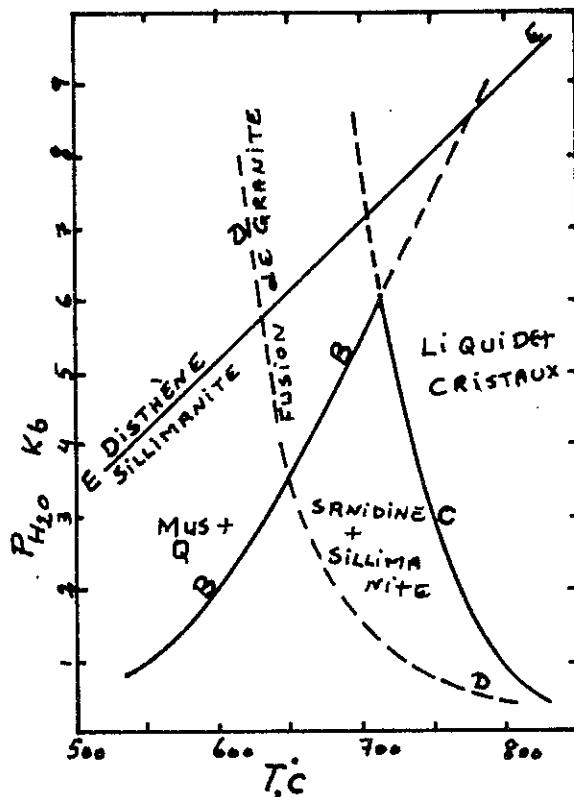


Fig. 9 : B : courbe d'équilibre univariant de : muscovite + quartz \rightleftharpoons sanidine + sillimanite + H_2O (d'après B.W. EVANS, 1965).

C = courbe de fusion de : sanidine + quartz + H_2O (d'après H.R. SHAW, 1963).

D : courbe minimale de fusion du granite (d'après N.L. BOWEN et O.F. TUTTLE, 1958).

E : courbe d'inversion : disthène \rightleftharpoons sillimanite (d'après W.S. FYFE, 1966) permettant de situer grossièrement le domaine de la phase M_1 (explications dans le texte).

Quant au second épisode de cette phase il est impossible d'en raisonner les conditions car seule le glaucophane appartient sûrement à ce stade. Il est possible qu'il corresponde à une baisse de température et à une augmentation des pressions fluides.

d 2 - Phase M_1

Cette phase est contemporaine de déformations importantes et les recristallisations se disposent sur le terrain dans le sens d'un métamorphisme progressif en direction des zones où se trouvent les intrusions plutoniques. Ainsi l'on passe du faciès des schistes verts au début du faciès amphibolite. Dans les régions voisines on atteint le sub-faciès almandin - amphibolite à disthène + grenat almandin et muscovite (M. SABZEHEI et al., 1970 - A. HOUGHMAND-ZADEH et BERBERIAN, 1972).

Dans les paragenèses de la phase M_1 on rencontre un plagioclase qui atteint An_{50} , les amphiboles sont d'abord de l'actinote puis de la hornblende verte et le grenat de la phase précédente se transforme dans les schistes verts en épidote + chlorite + calcite, mais reste stable dans les zones plus profondes.

Les conditions de température et de pression de cette phase ne sont pas certaines mais il est sûr que quartz et muscovite subsistent en association stable. Les roches n'ont pas subi d'anatexie si l'on suit les données d'EVANS (1965 in TURNER, 1968) et la température n'a pas dépassé $725^\circ C$ sous 6 Kb. Si le disthène appartenait sûrement à cette phase M_1 on pourrait affirmer que la pression était supérieure à 3 Kb (FYFE, 1966 in TURNER, 1968). En fait le disthène est présent (subsiste ou est néoformé ?); aussi, si la pression se maintient à 6 Kb, la température devrait être inférieure à $650^\circ C$ (courbe de stabilité disthène / sillimanite de FYFE, 1966 in TURNER, 1968). Il ne semble donc pas illogique de penser que la température de cette phase M_1 se situait autour de $650^\circ C$ et la pression vers 6 Kb. Ces conditions (voir fig. 9) sont imprécises car la partie inférieure du complexe est reprise par les hautes températures issues des intrusions basiques et ultrabasiques, ce qui entraîne de grandes perturbations minéralogiques.

Outre ces conditions de température et de pression solide il faut ajouter que la pression partielle en CO_2 devait être assez élevée lors de la phase M_1 . En effet, il est fréquent de rencontrer des minéraux de la phase M carbonatisés lors de M_1 .

d 3 - Phase M_2

Dans ce cas un problème se pose qui ne sera totalement étudié qu'après notre chapitre consacré à la phase M_3 de métamorphisme thermique de contact. Dans la partie inférieure du complexe d'Abshur interviennent, en effet, des intrusions basiques et ultrabasiques qui modifient totalement, quoique localement, les paragenèses plus anciennes. On reconnaît cependant sous les minéraux apparus dans cette phase thermique M_3 des reliques des phases M et M_1 . En ce qui concerne les minéraux de la phase M_2 les reliques sont plus délicates à reconnaître. En fait, dans la zone d'action des intrusions, la paragenèse à cordiérite + andalousite + biotite des roches pélitiques, sont des reliques de la phase M_2 (voir chapitre consacré à la phase M_3). Dans ces mêmes conditions, le grenat en présence de muscovite se transforme en biotite + cordiérite et lorsque la phase thermique intervient, la biotite donne : spinelle + sillimanite + feldspath K + cordiérite + hématite en réagissant avec d'autres phases comme le quartz et l'andalousite.

A ces niveaux la phase M_2 apparaît ainsi comme un préliminaire à la phase M_3 et la phase M_2 "pure" n'existe que dans les niveaux superficiels où elle n'a pas évolué vers la forme de très hautes températures du métamorphisme thermique. Elle peut alors être caractérisée par le développement de biotite et de muscovite dans les plans axiaux des plis contemporains. Plus près des intrusions nous avons choisi les critères suivants qui démontrent l'intervention de M_3 sur M_2 (voir chapitre consacré à M_3) :

- disparition de la biotite,
- désintégration des pargasites en olivine + spinelle + diopside + albite,
- apparition de l'association : orthopyroxène + clinopyroxène + plagioclase + magnétite, aux dépens de la hornblende brune.

Les conditions de température et de pression de cette phase M_2 peuvent être fixées approximativement grâce aux associations suivantes, dans le cas où nous choisissons un niveau intermédiaire du métamorphisme de cette phase *

* La phase M_3 est en fait la culmination thermique de M_2 . Ainsi les niveaux supérieurs affectés par M_2 n'ont pas de minéraux caractéristiques et dans les niveaux inférieurs les cristallisations de M_3 masquent totalement les effets initiaux appartenant à ce que nous nommons ici M_2 .

En ce qui concerne les conditions thermodynamiques de cette phase, nous pouvons dire, par la présence d'amphibole brune et brun verdâtre, de pargasite, de cordiérite et d'andalousite*, que la phase M_2 correspond à la zone C du métamorphisme du plateau d'Abukuma (MIYASHIRO, 1958 et SHIDO et MIYASHIRO, 1958) et correspond à peu près au métamorphisme de la région de Chapédony (Iran central) pour laquelle HOUCHMAND-ZADEH (1969) donne les conditions suivantes :

$$T = 730^\circ \text{ C et } P = 2\ 500 - 3\ 000 \text{ bars.}$$

Selon FYFE (1966) la pression doit être inférieure à 3 Kb, car l'andalousite est caractéristique de cette phase.

d 4 - Phase M_3

Elle correspond au métamorphisme thermique dû aux intrusions basiques et ultrabasiques et est étudiée à part dans le chapitre suivant.

d-5 - Phase D_3

Il n'y a pas là création de minéraux types et les cristallisations sont des remplissages de quartz et de calcite dans les joints d'extension.

d-6 - Phase $D_4 - M_4$

Cette phase est importante car elle est caractérisée par une activité hydrothermale intense. Les fluides envahissent toutes les métamorphites et se révèlent par la présence de nombreux filons et une rétro-morphose régionale de tous les minéraux préexistants. On peut résumer cette activité de la façon suivante :

- plagioclases : envahis par la prehnite et la pumpellyite, envahis par la pumpellyite et l'hydrogrossulaire saussuritisés, transformés en pectolite ;
- chloritisation des grenats, biotite, hornblende, olivine, spinelle, pyroxènes, pargasite ;
- olivine et pyroxène sont transformés en talc et serpentines ;
- transformation des hornblendes diverses et pyroxènes en actinote ;
- transformation de la wollastonite en grossulaire, calcite et prehnite ;
- invasion des biotites et hornblende par l'épidote ;
- transformation de la pyrite en limonites et de la chalcopyrite en malachite ;
- formation de filonnets de sphène ;
- invasion de toutes les roches par des filonnets albitiques et transformation au contact de ces filons des hornblendes vertes en hornblende sodique édénitique ;
- invasion des roches volcaniques du Jurassique par la prehnite et la pumpellyite.

Les fluides responsables de ces différentes transformations étaient certainement riches en CO_2 , SO_3 et O_2 . Compte tenu des minéraux qui se développent dans ces circonstances il semble que le métamorphisme de cette phase corresponde au faciès prehnite + pumpellyite et quartz de WINKLER (1967), il peut même atteindre le faciès des schistes verts dans son subfaciès à quartz, albite, muscovite et chlorite (WINKLER, 1967).

d-7 - Phase D_5

Il n' s'agit là que d'une phase de déformations mécaniques et aucun minéral ne peut lui être attribué pour le moment.

* Jusqu'à présent nous n'avons pas parlé de l'existence de ces minéraux, car ils ne se présentent que dans les niveaux inférieurs où intervient une phase de métamorphisme de contact due aux intrusions basiques et ultrabasiques (M_3). Mais grâce à une étude de détail des lames minces nous avons pu y distinguer les minéraux de la phase M_2 à l'état de reliques.

A.4. - Conclusions

L'histoire des recristallisations de ces métamorphites peut être résumée comme suit ;

- le matériel originel de ces complexes était constitué par des sédiments détritiques plus ou moins fins de type shale, grès et greywackes avec d'importants dépôts volcanodétritiques et des épanchements volcaniques de type basaltique à affinités tholéïtiques, ainsi que des calcaires plus ou moins purs. L'âge de ces dépôts est pour la plus grande part dévonien ;
- ces matériaux ont été affectés probablement avant le Trias, par un métamorphisme statique en deux stades, le premier dans les conditions du subfaciès amphibolite à épidote et le second dans celles peu précises permettant la création de glaucophane aux dépens des hornblendes, et accompagnées d'une certaine métasomatose. C'est notre phase M ;
- les déformations interviennent ultérieurement, associées à des recristallisations, que nous dénommons phase $M_1 - D_1$. Les minéraux préexistants sont transformés et les néominéraux guidés par les plissements E-W en plis couchés à schistosité axiale se constituent dans les conditions allant jusqu'au subfaciès à disthène - almandin - muscovite du faciès amphibolite à almandin ;
- une nouvelle déformation accompagnée de métamorphisme affecte ensuite ces roches : c'est notre phase $M_2 - D_2$. Les structures plus anciennes sont reprises par un plissement d'axe moyen N 45° E et biotite + muscovite se développent dans les plans axiaux de ces plis. Il s'agit d'un métamorphisme de type Abukuma comparable à celui de la zone C du plateau japonais ;
- un important flux thermique intervient ensuite sur ces roches ainsi déformées et recristallisées. Il correspond à la température de cristallisation d'un magma basaltique profond et transforme les roches en cornéennes diverses et skarns correspondant au faciès des cornéennes à pyroxène. C'est notre phase M_3 qui fossilise les structures antérieures et qui sera étudiée en détail dans le chapitre suivant.

Ces phases M_1 , M_2 et M_3 sont proprement les phases paléocimériennes dont nous avons discuté plus haut l'identification.

- Ultérieurement les phases essentiellement mécaniques : D_3 , D_4 et D_5 , mais pouvant être accompagnées de cristallo-genèse dans le cas de $D_4 = \text{phase } M_4$, sont post-triasiques. C'est lors de la phase $D_4 - M_4$ que se développe une intense activité hydrothermale avec invasion de fluides provoquant une rétomorphose régionale des paragenèses plus anciennes.

Les conditions de cette ultime transformation M_4 peuvent aller du faciès à prehnite - pumpellyite au subfaciès à quartz - albite - muscovite - chlorite du faciès des schistes verts.

A. 5. - Le métamorphisme thermique de contact dû aux ultrabasites et basites de la phase M_3

a) - Introduction - Généralités

Le métamorphisme de contact autour des roches ultrabasiques a jusqu'à présent été assez rarement décrit, surtout dans le domaine ophiolitique (ultrabasites alpinotypes). Les études récentes des paragenèses métamorphiques au contact de ces roches, ont cependant décelé un changement brutal des gradients et surtout une surimposition d'associations minérales de type "contact" sur des paragenèses préexistantes de métamorphisme général régional.

Ainsi, Mac KENZIE (1960) décrit un métamorphisme de contact d'ultrabasite à Tinaquillo, au Venezuela. Il s'agit de transformations sous les conditions du faciès granulite, à des températures comprises entre 800 et 1 000° C. GREEN (1964) explique de la même façon et par les mêmes conditions le contact thermique de Lizard (Cornouailles).

Dans ces deux cas le métamorphisme thermique se superpose à un métamorphisme régional plus ancien.

CHALLIS (1965) met en évidence, par le développement du faciès cornéenne à pyroxène, une température de 800° C, au contact de l'intrusion de péridotite - dunitite de Red-Hill (Nouvelle Zélande). Ces exemples de contact avec développement de métamorphisme thermique aux abords d'intrusions basiques - ultrabasiques, sont dans la littérature de plus en plus souvent décrits. On peut citer : LOOMIS (1972), en Espagne, SMITH Mc GREGOR (1980), Québec, HOWLAND (1954) et BUTLER (1964), Stillwater complexe U.S.A. ; WORST (1980), grand dyke africain ; ZEALY ; TYNDALL et BISCOE, idem ; WILLEMSE (1959), complexe du Bushveld, Afrique du Sud.

Dans presque tous ces gisements d'ultrabasites plutoniques stratifiées existe un contact thermique de haute température sur les roches encaissantes.

En ce qui concerne l'Iran, J.E. RICOU (1971) a décrit un contact thermique dans le Zagros interne (Tang-e-Haura, près de Neiriz). Ici le faciès de cornéenne à pyroxène se développe au contact de péridotites. M. SABZEH et al. (1970) ont également rapporté l'existence d'un dôme thermique à Chah Ghand près de Sirjan. Là l'intrusion ultrabasique reprend des roches métamorphiques préexistantes et les fait passer du faciès amphibolite à diverses cornéennes à sillimanite et cordiérite. Par ailleurs, sur des roches à chimisme adéquat (gneiss dérivant d'anciennes arkoses) l'intrusion a provoqué une fusion partielle.

De même à Hamadan on a pu montrer que le contact thermique développant des cornéennes à cordiérite et feldspath K du faciès cornéenne à pyroxène n'était pas dû à l'intrusion granitique mais à l'intervention de masses de type lherzolitique précédant la venue granitique (M. SABZEH I, 1970).

Dans la région d'Esfandagheh il existe également des masses basiques et ultrabasiques qui jouent le même rôle sur leur encaissant préalablement métamorphisé. Le contact thermique dû à l'intrusion est cependant plus classique, car les roches intrusives sont en contact net et direct avec un environnement de métamorphites (complexes de Sargaz et d'Abshur, étudiés plus haut) et l'intrusion paraît manifeste. Ainsi peut-on mettre en évidence dans l'encaissant un gradient des transformations nettement observable par l'étude du changement des paragenèses issues du métamorphisme régional.

Nous nous proposons ici, en regroupant dans un chapitre spécial les problèmes liés à ces intrusions, de discuter les conséquences essentielles des transformations entraînées par un très haut flux thermique sur un matériel déjà métamorphisé.

b) - Localisation des intrusions et de leurs contacts avec le complexe de Sargaz-Abshur

La figure 10 montre que les roches ultrabasiques et basiques de la région d'Esfandagheh présentent des contacts nets avec leur encaissant à l'entrée de la vallée d'Abshur, vers le village d'Ali Zohoran, Kuh-e-Gishu et Kuh-e-Staghan.

La complexité structurale régionale ne permet pas de juger très exactement de la dimension de la zone affectée par les phénomènes thermiques dus au contact. On peut estimer à 5 km au moins l'épaisseur de matériau affecté, au-delà de la limite de l'intrusion. Cependant la zone où la paragenèse typique des cornéennes à pyroxène se développe n'excède pas 500 mètres. Notons enfin que le caractère polymétamorphique des roches de l'encaissant gêne la distinction parfaite des différentes paragenèses purement thermiques.

En effet, les roches qui sont affectées par le flux dégagé par les intrusions appartiennent aux complexes de Sargaz-Abshur dont nous venons d'étudier l'évolution compliquée. C'est plus précisément la partie inférieure de ces complexes qui est métamorphisée ici, c'est-à-dire le complexe d'Abshur.

Celui-ci est constitué essentiellement par trois types lithologiques dont nous étudierons séparément les transformations dues au contact :

- des roches basiques : amphibolites ;
- des roches calcaréo-argileuses : marbres divers ;
- des roches pélitiques : gneiss et micaschistes (voir ci-dessus).

c) - Les roches basiques

c-1 - Phénomènes généraux

Il s'agit ici d'étudier les transformations subies par les amphibolites d'Abshur, là où elles sont en contact avec les ultrabasites. Cette étude sera faite dans une coupe caractéristique située à l'entrée de la vallée d'Abshur à 5 km environ au Nord du village de ce nom où ce sont des péridotites et gabbros qui sont au contact des amphibolites.

Dans cette coupe choisie pour la qualité de ses affleurements, le complexe d'Abshur est constitué par des amphibolites de deux types :

1 - un type en lits peu épais allant jusqu'à 0,5 m, intercalés dans des marbres. Il s'agit probablement d'anciens niveaux marneux ou de calcaires impurs dans la masse carbonatée. Cette amphibolite se transforme sous l'effet du flux thermique en roche à scapolite et diopside;

2 - le deuxième type est, au contraire, en grandes masses qui constituent une grande part du complexe d'Abshur. Elles dérivent d'anciennes roches basaltiques et sont transformées en amphibolites à hornblende verte et andésine.



0 1 2 3Km



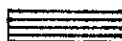
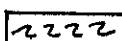
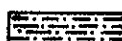
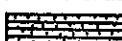
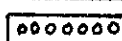
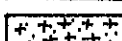
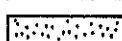

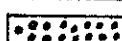
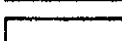
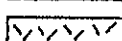
- | | | | |
|---|---|---|---|
|  | ①: QUATERNAIRE |  | ⑫: DUNITE-HARZBURGITE |
|  | ②: JURASSIQUE SUP. (CALCAIRE) |  | ⑬: COMPLEXE DE SARGAZ
MIGASCHISTE ET SCHISTE VERT |
|  | ③: JURASSIQUE INF (CALCAIRE, GRÈS
SHALE) |  | ⑭: MARBRE À WOLLASTONITE ET MARBRE
À OLIVINE |
|  | ④: GRANITE-GRANODIORITE |  | ⑪: CORNEGNE BASIQUE À ORTHO ET
CLINO PYROXÈNES |
|  | ⑤: GABBROS À OLIVINE ET PYROXÈNE |  | ⑩: AMPHIBOLITE |
|  | ⑥: GABBROS À PLAGIOCLASE ET PYROXÈNE |  | ⑧: CORNEGNE À CORDIERITE ET
SILLIMANITE (METAPELITE) |
|  | ⑦: PYROXÉNOLITE | | |

FIG. 10 - CARTE GEOLOGIQUE MONTRANT LES RELATIONS ENTRE LE COMPLEXE
INTRUSIF RUBANE ET LE COMPLEXE METAMORPHIQUE DE
SARGAZ-ABSHUR. (POUR SITUATION, VOIR LA CARTE
GEOLOGIQUE FIG. N° 3).

Seul ici le deuxième type nous occupera. Le premier sera envisagé avec les roches carbonatées (voir d ci-dessous).

La figure 11 schématise les relations des amphibolites avec les roches ultrabasiques. On doit tout d'abord

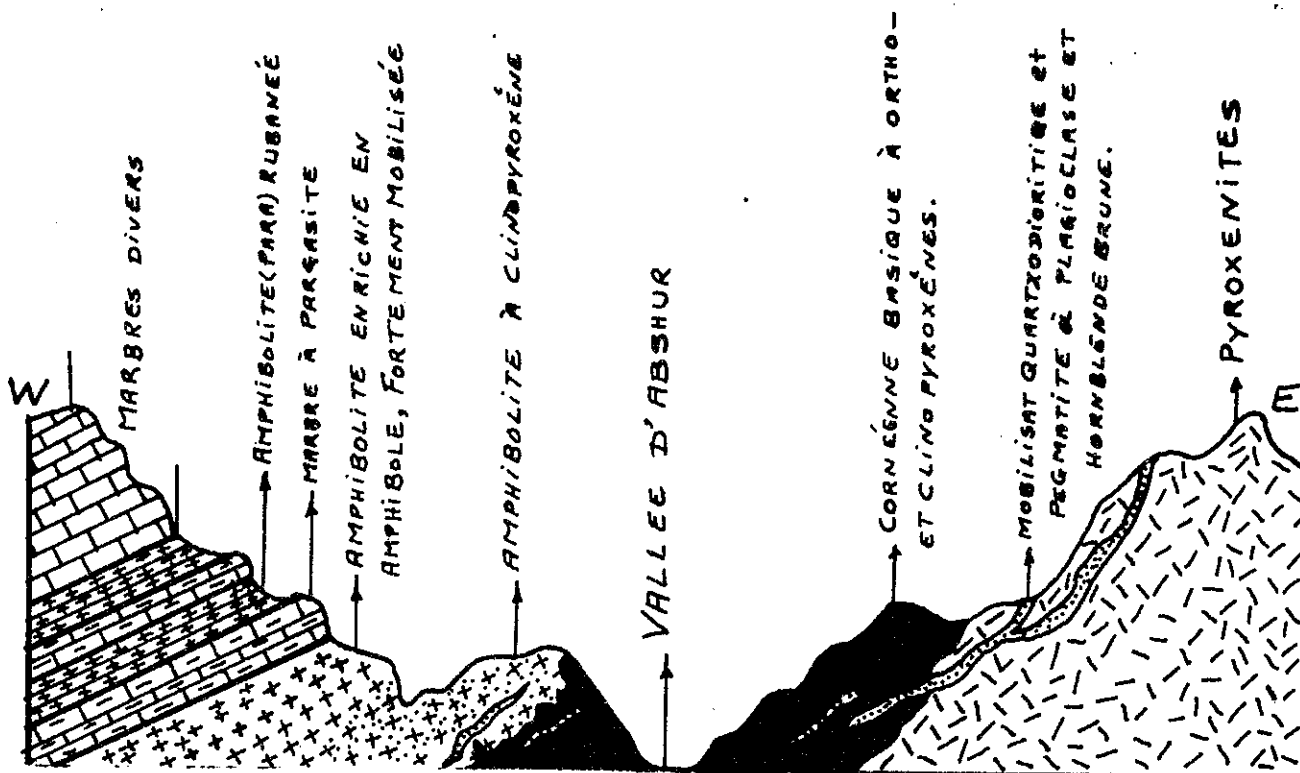


Fig. 11 - Coupe schématique de la vallée d'Abshur montrant le contact entre les amphibolites et les roches ultrabasiques -

noter que les caractères structuraux étudiés dans le chapitre précédent, sont très bien conservés dans les amphibolites, et surtout dans l'ensemble des marbres. En approchant du contact de l'intrusion, les structures initiales tendent à disparaître et une certaine hétérogénéité apparaît. Cela se traduit par l'apparition de rubanements de matériel quartzo-feldspathique : il s'agit d'une différenciation métamorphique. Progressivement les petits filonnets et rubans leucocrates s'anastomosent et arrivent à constituer de plus grosses masses et des filons assez importants. Ceux-ci peuvent alors recouper les amphibolites adjacentes. Ils représentent un mobilisat comparable à celui qui naît dans une anatexie banale, séparé des éléments plus sombres de la roche. Ces derniers sont des restites qui commencent d'abord à perdre leur foliation pour devenir près du contact totalement équantes et massives, et prendre une texture de cornéenne.

On a ainsi ségrégation du matériel quartzo-feldspathique aisément mobilisable et corrélativement enrichissement des restites en éléments ferromagnésiens. Ce schéma est identique aux processus décrits pour les migmatites (MEHNERT, 1968).

L'enrichissement en produits ferromagnésiens des restites se traduit d'abord par une plus grande proportion de cristaux de hornblende. Puis, à mesure que l'on se rapproche du contact, le pyroxène remplace la hornblende. Le pyroxène (souvent de l'orthopyroxène) se concentre progressivement en lentilles dont la taille augmente en direction du contact pour atteindre fréquemment 2 mètres d'épaisseur. On peut alors considérer que cette partie des amphibolites a été transformée en une ultrabasite, assez similaire à celles qui constituent l'intrusion voisine.

(Voir planche 4, fig. 1 et 2) qui illustrent ces phénomènes de mobilisation des amphibolites d'Abshur.

La comparaison avec un phénomène d'anatexie ou de migmatisation peut encore aller plus loin dans ce matériel particulier : les filons à texture pegmatitique apparaissent. Ils sont constitués de hornblende brune et d'andésine en gros cristaux et peuvent atteindre une puissance de 1 à 2 mètres. Là encore il s'agit d'un mobilisat essentiellement leucocrate, mais où les éléments ferromagnésiens cristallisent sous forme de hornblende brune, ce qui atteste à la fois les hautes températures atteintes pour cette anatexie, la composition du milieu générateur et la migration des éléments ferromagnésiens vers le mobilisat.

PLANCHE 4

Figure 1 - Caractères de différenciation métamorphique dans les amphibolites de la vallée d'Abshur - Mo : mobilisat ; Am : amphibolite -

Figure 2 - Stade ~~un~~ peu plus poussé que celui de la figure 1. Les amphibolites sont enrichies en amphibole (basification) et le mobilisat est recristallisé en pegmatite à hornblende.
Hb : hornblende brune
Localisation : vallée d'Abshur

Figure 3 - Formation de pegmatites à plagioclase et hornblende brun foncé au sein des amphibolites du complexe d'Abshur (5 km au Sud de Sikhoran) ; leur migration vers les fissures -

Figure 4 - Détail d'un filon de pegmatite à plagioclase et hornblende. Remarquer les hornblendes presque perpendiculaires aux épontes.

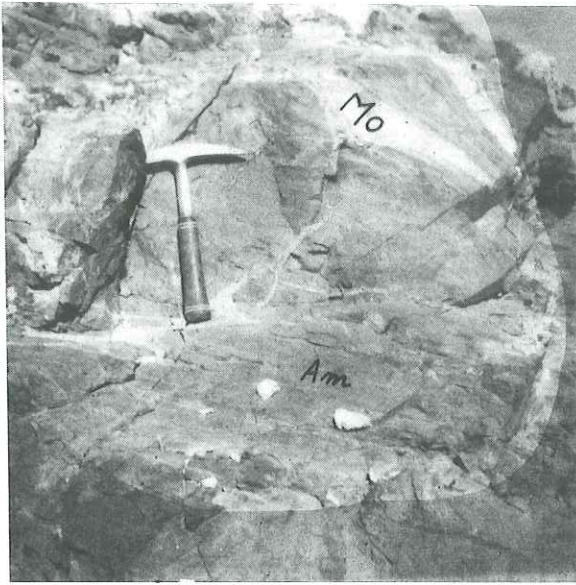


Figure 1

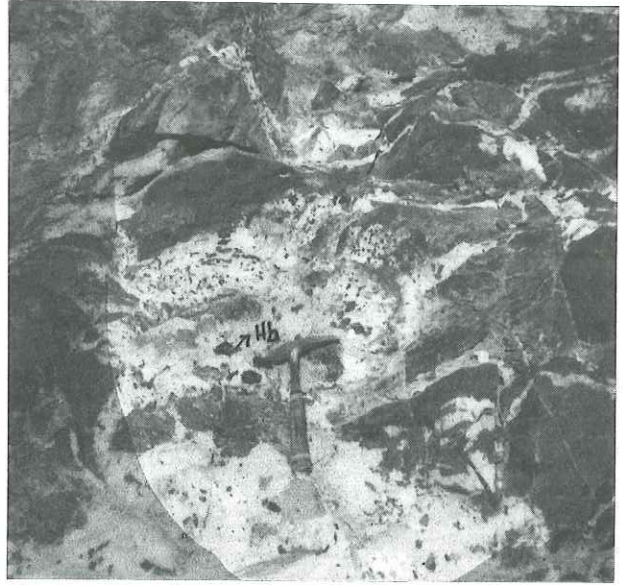


Figure 2

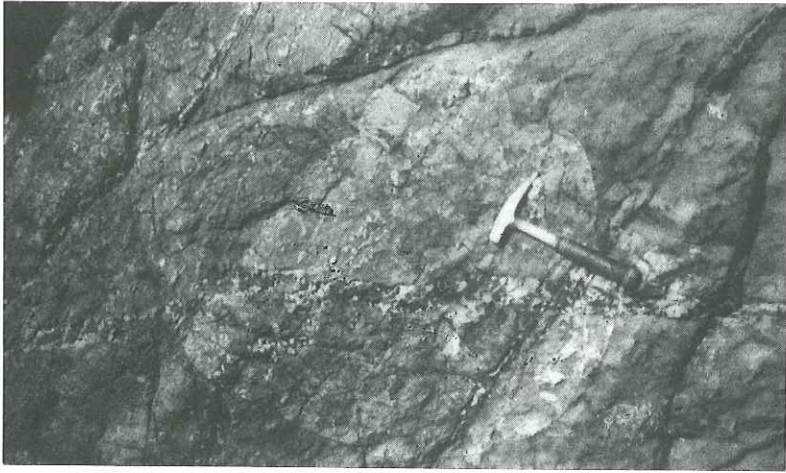


Figure 3

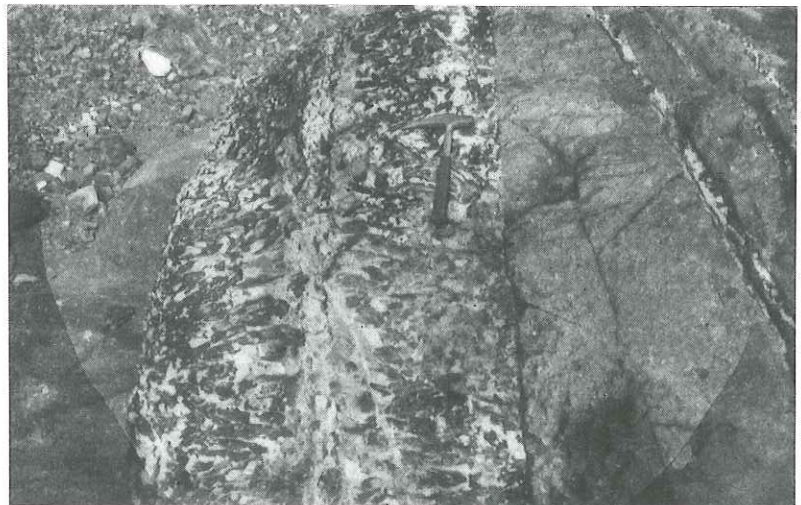


Figure 4

Dans la coupe de la vallée de Staghan le phénomène peut aller beaucoup plus loin. Là les filons pegmatitiques sont beaucoup plus riches en hornblende brune en très gros cristaux qu'en matériel leucocrate. On doit admettre que la composition du matériel mobilisé se rapproche de plus en plus de celle d'un magma mafique, voire basaltique, qui est injecté dans les fissures de moindre énergie, dans les amphibolites banales et aussi dans les marbres. Ce phénomène et l'aspect de ces filons sont illustrés par la planche 4, fig. 3 et 4.

Très souvent dans les amphibolites, à proximité du contact, on peut voir des roches d'aspect magmatique, en lentilles discontinues mais toujours parallèles à la foliation générale de ces amphibolites.

Ces roches que nous nommerons ici pseudonorites et pseudo-anorthosites sont certainement les produits de la recristallisation des amphibolites car :

1 - on ne voit pas trace de cheminée d'alimentation recoupante par laquelle ce matériel aurait pu arriver;

2 - elles se trouvent toujours parallèles à la foliation générale des amphibolites ayant subi la basification et l'ultrabasification.

Leur origine intrusive est donc peu probable et on peut vraisemblablement penser qu'elles sont déjà dues à de simples phénomènes de fusion et de différenciation métamorphique.

Des phénomènes très semblables ont été décrits par MacKENZIE (1960) dans le gisement de Tinaquillo au Venezuela. Cet auteur pense que les matériaux gabbroïques y proviennent, comme nous le décrivons également ici, de la recristallisation d'anciennes amphibolites sous l'influence d'une intrusion ultrabasique.

c-2 - Minéralogie

Nous présentons ici une liste des différents minéraux rencontrés dans les roches basiques, que ce soit les minéraux des amphibolites banales, des cornéennes à pyroxènes, des produits de la différenciation métamorphique ou même des recristallisations tardives (filons des phases les plus récentes : M_4).

1 - Plagioclase

Un tri et une purification des feldspaths ont été effectués de façon à les étudier selon la méthode proposée par TSUBOI (1923). Ce sont des cristaux maclés albite et souvent péricline, mais le plus fréquemment selon des lois complexes. Leur composition montre une richesse en anorthite qui varie un peu et que nous examinerons dans l'étude pétrographique, car elle est fonction du type de roche. Ils sont parfois altérés en zoïsite, clinozoïsite, épidote et pumpellyite.

2 - Amphiboles

Il en existe plusieurs espèces qui appartiennent à trois phases de recristallisation différentes :

- les reliques de la phase M_1 ,
- quelques restes de la phase M_2 et de la phase M_3 ;
- les cristaux développés dans la phase M_4 .

Dans ce cadre il est possible de distinguer 6 types d'amphiboles :

a) hornblende vert bleuté, résiduelle et dérivant de la phase M_1 .

Ses caractères optiques sont les suivants :

$$2V_x = 84^\circ \quad Z \wedge C = 18^\circ$$

Z = vert bleuté foncé

Y = vert olive

X = jaune pâle.

b) hornblende brun verdâtre, fréquente, mais souvent altérée en orthopyroxène + clinopyroxène + plagioclase + magnétite.

Ses caractères optiques sont :

$$2V_x = 80^\circ \quad Z \wedge C = 16^\circ \quad N_z = 1,667 \mp 0,002$$

Z = brun verdâtre

Y = vert olive

X = jaune pâle à verdâtre.

c) hornblende brun foncé qui est présente dans deux faciès :

- dans les pegmatites, elle a les caractères suivants :

$$2 V_x = 88 \pm 2 \quad Z \wedge C = 26 \quad N_z = 1,670$$

Selon DEER et al. (1963) le rapport $100 \text{ Mg/Mg} + \text{Fe}^2 + \text{Fe}^3 + \text{Mn} = 85$

- dans les cornéennes basiques, où elle a un très fort pléochroïsme :

Z = brun foncé

Y = brun foncé

X = brun pâle à jaunâtre.

$$2 V_x = 74^\circ \quad Z \wedge C \text{ compris entre } 12^\circ \text{ et } 18^\circ$$

d) cummingtonite. On la rencontre sous deux formes :

- en cristaux indépendants et isolés dans les anorthites à hypersthène, où elle s'altère en hornblende verte par réaction avec le plagioclase dans la phase M_4 ;

- en cristaux associés xénomorphes provenant de l'altération de l'olivine et de l'orthopyroxène.

Elle se transforme souvent en hornblende verte ou en chlorite magnésienne.

e) hornblende bleuté verdâtre. C'est probablement une amphibole de type édénitique. Elle est vraisemblablement d'origine tardive et hydrothermale, car on la rencontre dans les filonnets qui recoupent les hornblendes anciennes et qui appartiennent à la phase M_4 . Ces filons sont généralement l'indice d'un apport sodique (composition essentiellement albitique) et c'est sur leurs bordures que les anciens minéraux sont altérés. Les mesures optiques n'ont malheureusement pas été possibles sur les échantillons disponibles pour préciser l'identité de cette amphibole.

f) trémolite - actinote. Comme la précédente ce sont des amphiboles d'altération provenant soit d'anciennes hornblendes, soit de pyroxènes. Elles paraissent toujours liées à la phase M_4 .

3 - Pyroxènes

- Clinopyroxènes. Ils sont très abondants dans les cornéennes à orthopyroxènes. Ce sont des augites diopsidiques aux caractères optiques suivants :

$$2 V_z = 50 \pm 2 \quad Z \wedge C = 40$$

couleur en grains séparés : brune,
dispersion forte.

Ses clivages sont bien développés et celui du diallage (100) est fréquent.

Il existe aussi, assez rarement, des cristaux de salite dans les amphibolites transformées.

- orthopyroxènes. En majorité ce sont des hypersthènes et des bronzites. L'hypersthène possède un fort pléochroïsme de rose pâle à rose brun foncé.

Après le tri de ces orthopyroxènes, des mesures systématiques des indices de réfraction ont pu être effectuées.

N_z est en moyenne : 1,700 à 1,710. Cette valeur indique selon DEER et al. (1963) la composition suivante :

En_{28-36} / Orf_{72-64} correspondant à un orthopyroxène du domaine de l'hypersthène.

En quelques cas $N_z = 1,692 - 1,694$, d'où En_{24} / Orf_{76} correspondant au domaine de la bronzite.

Assez souvent ces orthopyroxènes sont altérés en bastite ou parfois en cummingtonite. La taille des cristaux va de 1 à 2 mm jusqu'au centimètre. Ils contiennent très rarement des lamelles d'exsolution d'augite.

4 - Spinelles (s. lato).

On les rencontre soit en grains isolés dans les cornéennes à orthopyroxènes, associés à la magnétite, soit en structure en auréole, en association synplectique avec l'orthopyroxène, le diopside et la hornblende verte. Il s'agit toujours de spinelle vert foncé, parfois presque opaque. C'est probablement une hercynite.

5 - Olivine

Dans les roches basiques étudiées ici elle est très rare. On la rencontre dans les faciès anorthositiques où elle est entourée par l'orthopyroxène, la cummingtonite, le spinelle et la hornblende verte. Elle s'altère fréquemment en serpentines, chlorite magnésienne et produits opaques.

6 - Minéraux opaques

Il s'agit le plus souvent de magnétite et de titanomagnétite. L'ilménite est plus rare et l'hématite est présente en quantité mineure.

7 - Apatite

Elle se rencontre en très petite quantité.

8 - Autres minéraux

Ce sont des minéraux présents en petite quantité et développés lors de la phase M_4 : clinozoïsite, zoïsite, épidote, pumpellyite, quartz, albite, prehnite, séricite, calcite, dolomite.

c-3 - Pétrographie

Les roches basiques et les roches associées peuvent être classées en sept catégories :

- 1 - les reliques d'amphibolites anciennes dues au métamorphisme régional,
- 2 - les amphibolites à hornblende brun verdâtre,
- 3 - les amphibolites à clinopyroxène,
- 4 - les cornéennes à orthopyroxène,
- 5 - les mobilisats quartzo-dioritiques,
- 6 - les pegmatites à hornblende brune et plagioclase,
- 7 - les pseudo-norites et pseudo-anorthosites.

1 - Les reliques d'amphibolites anciennes

Aux abords du contact des roches ultrabasiqes intrusives. Ces restes sont rares. En effet, la plupart du temps ces roches ont totalement recristallisé ou même ont été soumises à une forte différenciation métamorphique et par conséquent basifiées.

Si on les compare aux amphibolites résultant du métamorphisme M_1 , décrites précédemment, elles ont perdu leur structure nématoblastique et acquies une structure granoblastique. Les plagioclases sont à An_{55} et transformés en des amas à clinozoïsite, zoïsite et séricite. L'amphibole est une hornblende vert bleuté du premier type, altérée en épidote, chlorite, magnétite et plus rarement ilménite ou titanomagnétite décomposée en sphène. Le sphène qui est toujours présent se rencontre aussi dans les filonnets qui recoupent tous les minéraux.

2 - Amphibolites à hornblende brun verdâtre

Dans ce cas la structure nématoblastique est la règle. Le plagioclase a une composition An_{60} et la hornblende est brun verdâtre. Il n'existe pas de minéraux opaques dans ces roches.

Les filonnets qui recoupent ce type de roche ont l'association minérale suivante : albite - prehnite - épidote - quartz - clinozoïsite.

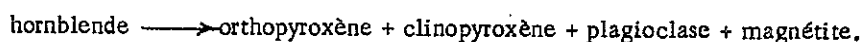
3 - Amphibolites à clinopyroxènes

Ce sont des roches plus proches du contact de l'intrusion. A mesure que l'on se rapproche de celle-ci les amphiboles sont déstabilisées et se transforment en clinopyroxène. Cette transformation va de pair avec une différenciation métamorphique et ségrégation de matériel leucocrate quartzo-feldspathique.

Ces phénomènes se rencontrent par passées au sein des amphibolites à hornblende brun verdâtre précédentes. Lorsqu'apparaît le mobilisat quartzo-feldspathique qui s'individualise en filonnets et lentilles, les hornblendes deviennent progressivement plus brunes et tendent à se transformer enfin en pyroxène. Certaines particularités structurales de ces roches nous amènent à conclure que les amphibolites ont pu enregistrer les phénomènes pétrologiques successifs. Ainsi, dans plusieurs faciès où la mobilisation et la différenciation métamorphique commencent, la hornblende verte se transforme en hornblende brune et ne se trouve plus qu'à l'état de reliques. Pendant la phase M_3 , lorsque la température est plus élevée, toutes les hornblendes se désintègrent en ortho et clinopyroxène. Ce phénomène de désintégration est très important pour l'interprétation des conditions thermodynamiques du métamorphisme de la phase M_3 . Il faut donc avoir une certitude quant au sens dans lequel s'est effectuée la transformation suivante :

hornblende \rightleftharpoons pyroxène.

Cette confusion est d'autant plus facile que dans un cas comme dans l'autre les structures résultantes sont identiques. En fait, après de nombreuses observations, il est possible de conclure que la réaction est du type :



En effet, l'argumentation est la suivante : dans les faciès du type de l'échantillon SAB 53 a, les amphiboles sont en résidus dans le pyroxène. Le contact entre les deux minéraux est très progressif. La planche 5, fig. 1 - 2 illustre ce type d'association.

Par ailleurs, nous n'avons jamais rencontré de pyroxène enveloppé par l'amphibole du même type que ces reliques. Or, dans les altérations classiques de pyroxène en amphibole qui se produisent dans les roches magmatiques, c'est ce genre d'association qui est la règle. Enfin, il faut souligner que les orientations cristallographiques des hornblendes vertes incluses dans les pyroxènes sont quelconques par rapport à celles de ce dernier. Si la hornblende était d'origine secondaire, ce que l'on observe également dans les roches magmatiques, elle s'orienterait selon les clivages du pyroxène, ce qui n'est pas le cas ici.

Un argument supplémentaire indirect est donné par le pourcentage des minéraux présents dans les différents types d'amphibolites. Dans celles qui n'ont pas subi les influences thermiques il y a une répartition égale, en mosaïques, des amphiboles et des plagioclases, alors que là où apparaît le pyroxène on s'aperçoit que la quantité en plagioclase augmente alors que celle en amphibole diminue. Dans le même temps, lorsqu'apparaît le pyroxène, la teneur en minéraux opaques tend à croître.

Ajoutons également que c'est dans ce type d'amphibolite à pyroxène que commencent à apparaître les ségrégations quartzo-feldspathiques en filonnets et en lentilles. Il est ainsi probable qu'une partie de ce matériel leucocrate provient de la décomposition de la hornblende (hornblende \longrightarrow pyroxène + magnétite (d'une part) + plagioclase (qui sort éventuellement du système)).

Ce problème de la transformation amphibole / pyroxène peut également être étayé par les observations faites dans les roches à orthopyroxènes (éch. SAB 2). On rencontre en effet dans ces cas des textures typiques de cristallisation simultanée de :

hypersthène + diopside + plagioclase + magnétite.

Ces minéraux se présentent en association poecilitique (fig. 12) et au sein de l'orthopyroxène subsistent des reliques d'amphibole brun vert.

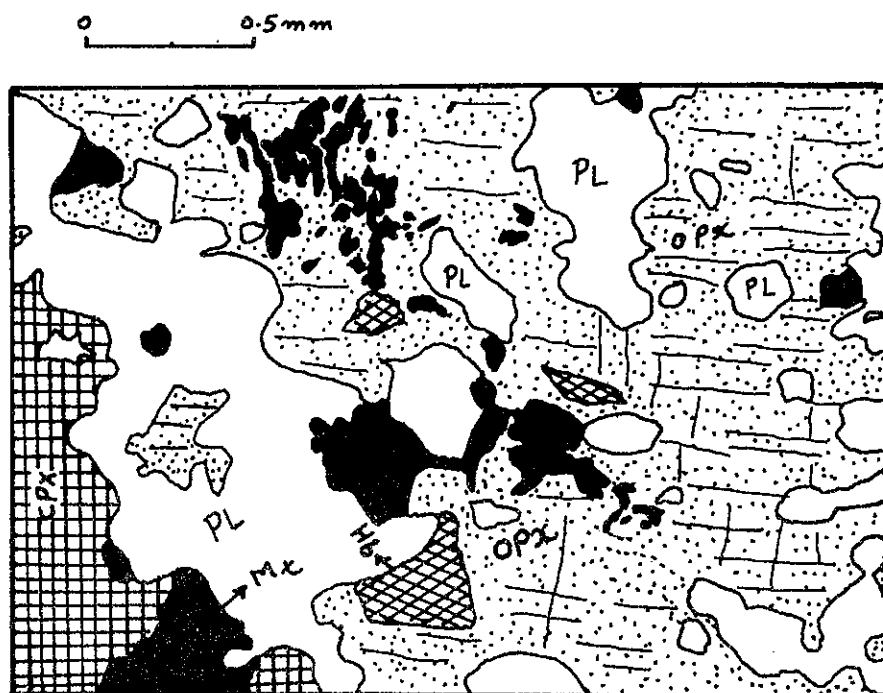


Fig. 12 - Association poecilitique dans une cornéenne basique (SAB-2) -
opx : orthopyroxène, Mt : magnétite,
Cpx : clinopyroxène, Hb : hornblende (en relique)
pl : plagioclase,

PLANCHE 5

Figure 1 - Transformation de hornblende en pyroxène. Noter les reliques d'amphibole (H_b) passant progressivement au clinopyroxène (Cpx) -
L. N.

Figure 2 - Reliques d'amphibole (H_b , taches claires) dans le clinopyroxène (Cpx)
L.P.

Figure 3 - Croissance simultanée de magnétite (Mt) (sombre) et d'enstatite (En) -
L. N.

Figure 4 - Structure granoblastique des cornéennes basiques à orthopyroxène. Noter la présence de quelques reliques de hornblende brun foncé (H_b) dans les clino et orthopyroxènes
Pl : plagioclase
L. N.



Figure 1

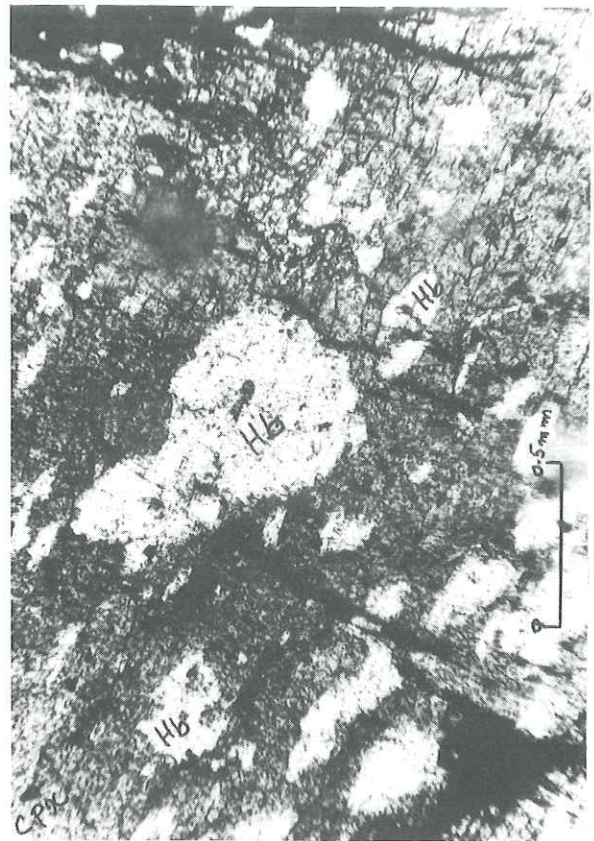


Figure 2

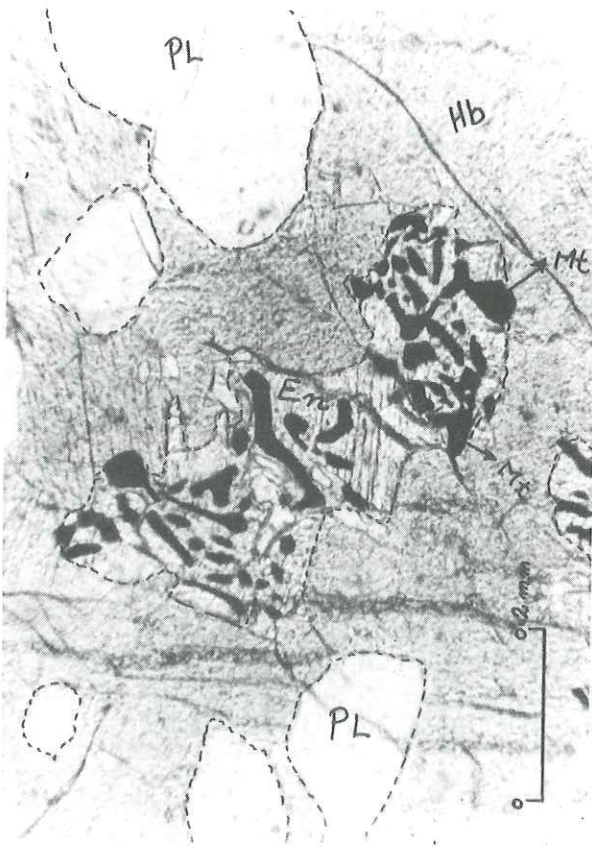


Figure 3

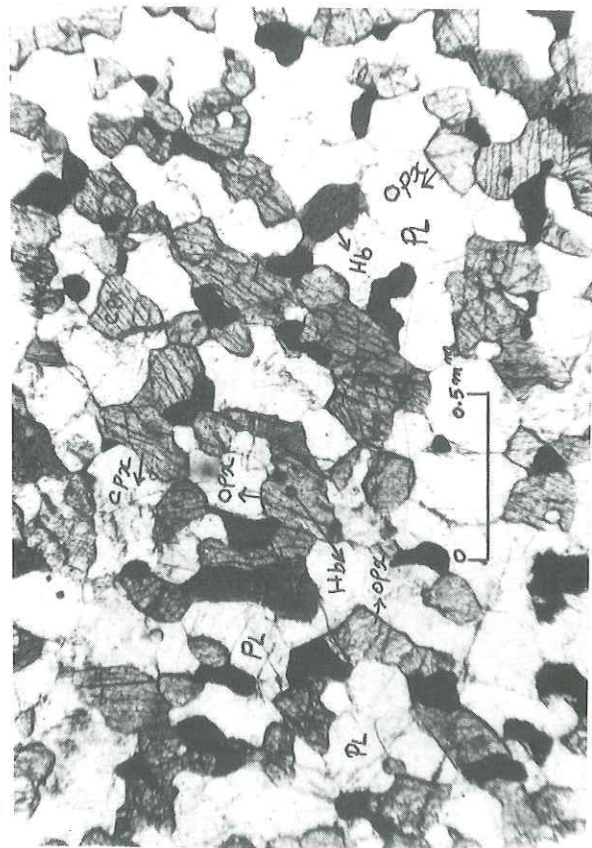


Figure 4

De même lorsque ces roches comportent de grands cristaux d'amphibole, la nucléation des ortho et clino-pyroxènes se fait au cœur des hornblendes, avec exsudation de magnétite qui se dispose en structure myrmékitique en association avec le pyroxène (ce qui est un indice de cristallisation simultanée) (planche 5, fig. 3). Ce type de texture peut s'interpréter de la façon suivante :

lorsque la hornblende n'est plus stable son Fe ne peut entrer dans la composition de l'enstatite, il est donc rejeté sous forme d'oxyde et il cristallise en même temps que le pyroxène. Une autre partie du matériel amphibolique cristallise sous forme de plagioclase. On obtient ainsi une structure poecilitique entre plagioclase et pyroxènes et myrmékitique entre pyroxènes et magnétite.

Par ailleurs, dans le cas d'une création d'amphibole à partir de pyroxènes, il est nécessaire soit d'apporter des éléments complémentaires, soit d'avoir une réaction entre plagioclases et pyroxènes. Or ici nous savons qu'il y a effectivement apport, en particulier de fluides, lors de la phase M_4 . Dans cette phase il n'y a jamais développement de hornblende. Au contraire, durant cette évolution tardive, nous avons vu que la hornblende verte était transformée en actinote.

En ce qui concerne les réactions plagioclase / pyroxène on doit également en exclure la possibilité : jamais en effet on n'a observé de bordures réactionnelles à corrosions entre pyroxène et plagioclase, ainsi qu'il en est signalé dans les transformations de ce type dans les roches magmatiques. Aucune texture de plagioclase en couronne autour des pyroxènes n'a été rencontrée non plus.

Ajoutons enfin pour clore cette question que le pourcentage de hornblende diminue graduellement dans les "roches basiques" à mesure que l'on s'approche des intrusions ultrabasiques. Dans les cornéennes du contact elle est même pratiquement absente.

Il ressort ainsi de cette discussion que la réaction est bien dans le sens : hornblende transformée en pyroxène et non l'inverse.

4 - Cornéennes à orthopyroxènes

Ces roches se rencontrent encore plus près du contact que les précédentes. On peut y définir trois types de paragenèses :

- a) hypersthène + augite diopsidique + labrador + hornblende brun foncé + magnétite \mp ilménite (éch. type SAB-58) ;
- b) hypersthène + augite diopsidique + labrador + hornblende brun verdâtre + magnétite \mp ilménite (éch. type SAB-2) ;
- c) bronzite + augite + anorthite An_{90} + hornblende brune (reliques) + magnétite \mp hématisite \mp spinelle (éch. type SAB-63).

Toutes ces roches ont une structure granoblastique engrenées (planche 5, fig. 4) où le plagioclase est souvent subautomorphe. Parfois se rencontre aussi une structure poecilitique à anorthite automorphe dans l'orthopyroxène (SAB-2).

A l'échelle macroscopique on ne voit aucune orientation. Quelquefois des lentilles monominérales massives, à orthopyroxène, ou des filonnets et poches quartzo-dioritiques se rencontrent dans ces cornéennes. Parfois enfin ces roches peuvent prendre un aspect tout à fait ultrabasique (SAB-63).

Le plagioclase a une composition qui varie de An_{60} à An_{90} et sa quantité est d'autant plus faible qu'il est plus calcique.

L'orthopyroxène ne montre pas de grandes variations. Il s'agit de bronzite à hypersthène dont la composition moyenne En_{24-36} / Orf_{76-64} . Il comporte parfois des lamelles d'exsolution d'augite et est souvent maclé.

Dans es paragenèses les amphiboles ne sont pas abondantes, elles possèdent un très fort pléochroïsme et elles représentent toujours des résidus, surtout lorsqu'on s'approche du contact des ultrabasites. Au voisinage immédiat de celles-ci les amphiboles ont complètement disparu.

On rencontre également quelques minéraux attribuables à la phase M_4 . Ce sont : clinozoïsite - zoïsite - hornblende verte - biotite - hématisite - sphène et leucoxène.

5 - Mobilisats quartzo-dioritiques

La ségrégation par anatexie différentielle due aux hautes températures a été suggérée par l'examen de terrain. Cela entraîne l'existence de matériel particulièrement fusible qui tend à sortir du système (filons, lentilles, poches) et par voie de conséquence, de restites basifiées.

Le mobilisat exprimé dans les filons etc. est constitué par un matériel entièrement dépourvu de minéraux mafiques et ne comportant que quartz + albite, très peu de biotite, assemblés en une structure hypidiomorphe.

Les plagioclases sont de l'albite An_8 (méthode de TSUBOI, 1923) de haute température (raies caractéristiques obtenues aux rayons X). Ils sont altérés en prehnite.

La biotite est présente à moins de 5 % du volume total de la roche et est très altérée en chlorite + épidote + sphène.

. De nombreux filonnets à prehnite traversent ces faciès.

6 - Pegmatites à hornblende brune et plagioclase

Ces roches sont constituées de hornblende brune et d'andésine An_{30} . En général les cristaux sont volumineux et l'amphibole peut atteindre des tailles de l'ordre de 20 cm. Les plagioclases sont toujours très altérés en zoïsite + clinozoïsite + épidote + albite + séricite + prehnite. Cette altération due à la phase M_4 entraîne aussi une transformation des hornblendes en édénite (?) dont des aiguilles se rencontrent aussi dans les plagioclases.

Apatite et magnétite sont des éléments accessoires.

7 - Pseudo-norites et pseudo-anorthosites

Ce sont les restites, deuxième terme issu de l'anatexie différentielle des amphibolites. On peut grouper ces roches en trois ensembles :

- les pseudo-norites,
- les pseudo-anorthosites à clinopyroxène et cummingtonite,
- les pseudo-anorthosites à olivine.

Les pseudo-norites contiennent encore quelques résidus des anciennes amphibolites. Elles sont constituées par des cristaux automorphes à subautomorphes d'hypersthène fortement pléochroïque dont la taille va de 0,6 à 1 cm, du clinopyroxène xénomorphe et des plagioclases An_{90} .

Au contact pyroxène/plagioclase on observe fréquemment des corrosions dues aux réactions entre ces deux minéraux, amenant le développement de hornblende verte. Il s'agit d'une évolution tardive dans la phase M_4 .

Les orthopyroxènes sont généralement altérés en cummingtonite, elle-même altérée en hornblende verte (M_4).

Dans les orthopyroxènes et les clinopyroxènes se rencontrent parfois des inclusions automorphes d'anorthite presque pure (An_{95}).

Les orthopyroxènes contiennent des résidus de hornblende ancienne et des associations myrmékites de magnétite + pyroxène. L'olivine est très rare.

Les altérations atteignent surtout le plagioclase qui se charge en zoïsite et pumpellyite, et l'orthopyroxène qui est bastitisé.

Les pseudo-anorthosites à clinopyroxène et cummingtonite, sont intimement associées aux cornéennes basiques.

Leur composant essentiel est un plagioclase An_{88} , rarement altéré en pumpellyite. Il occupe 90 % du volume de la roche.

Cummingtonite, clino et orthopyroxènes se partagent les 10 % restant. La cummingtonite se présente soit en cristaux indépendants, soit sous forme d'altération des clinopyroxènes. Souvent les cristaux isolés sont inclus dans de la hornblende verte d'orientation optique entièrement différente.

Les pseudo-anorthosites à olivine sont composées dans le rapport 4 à 1 de plagioclase An_{92} et d'olivine.

Il existe très peu d'orthopyroxène autour des olivines qui sont par contre souvent enveloppées par l'association : spinelle + hornblende + orthopyroxène.

c-4 - Chimisme des roches basiques

Le problème abordé ici est celui de la ségrégation par anatexie différentielle d'amphibolites. Six roches ont été choisies pour élucider cette question, les résultats d'analyse sont donnés ci-après.

Tableau n° 3 - Analyses chimiques des roches basiques et de leurs mobilisats près du contact avec les ultrabasites

	(2)	(3)	(4)	(5)	(6)	(7)
Si O ₂	47.90	47.69	45.24	44.50	39.50	76.10
Al ₂ O ₃	14.80	14.55	12.08	14.55	10.95	12.75
Fe ₂ O ₃	3.35	3.07	4.95	8.65	12.85	0.90
FeO	5.65	9.29	10.79	7.35	6.40	0.30
MnO	0.15	0.23	0.27	0.25	0.25	0.05
MgO	10.65	8.03	9.25	7.75	10.05	0.85
CaO	12.90	9.80	10.85	11.10	16.70	2.45
Na ₂ O	2.40	3.74	2.02	2.95	0.40	4.90
K ₂ O	0.10	0.11	0.16	0.10	0.05	0.15
TiO ₂	0.90	1.49	1.69	2.15	1.95	0.20
P ₂ O ₅	0.10	0.34	0.34	0.25	0.10	0.05
CO ₂	n. d	1.22	1.20	n. d	n. d	n. d
H ₂ O ⁺	1.20	0.83	0.93	0.60	1.20	0.65
H ₂ O ⁻	0.05	0.06	0.19	0.30	0.25	0.10
Total	100.15	100.56	100.32	100.50	100.65	99.45

NORME - C. I. P. W.

Q	---	---	---	---	---	40.74
Or	0.55	0.55	0.55	0.55	0.55	1.11
Ab	20.44	31.96	16.77	25.15	3.14	41.39
An	29.19	22.52	23.91	26.16	28.08	11.40
Di	26.85	13.57	16.52	21.52	39.96	2.10
Hy	1.56	5.71	24.69	0.10	0.60	---
Ol	13.36	14.14	2.51	8.85	4.20	---
Ca	---	2.80	2.70	---	---	---
Ap	0.33	0.67	1.01	0.67	1.34	0.33
Cor	---	---	---	---	---	0.31
Hem	---	---	---	---	2.08	0.64
Mt	4.87	5.34	7.89	12.52	15.78	0.46
Il	1.67	2.89	3.19	4.10	3.80	0.46
Total	98.82	100.15	99.74	99.62	99.53	98.64

Paragenèse :

(2) : plagioclase (An₆₀) + hornblende brun verdâtre + sphène + "albite + épidote - clinozoïsite + quartz + prehnite" *

(3) : plagioclase (andésine) + hornblende vert bleuté + rutile + sphène + "chlorite + séricite + épidote + clinozoïsite"

(4) : plagioclase + hornblende vert bleuté + magnétite + sphène + "épidote + clinozoïsite + sphène"

(5) : labrador + hypersthène + augite + hornblende brun foncé + magnétite + ilménite ?

(6) : bytownite anorthite + bronzite + augite + hornblende brun verdâtre (en reliques) + magnétite + hématite + ilménite + "zoïsite + serpentine + chlorite"

(7) : quartz + albite (An₈) + biotite + sphène + "prehnite + chlorite + hématite + leucoxène + épidote + clinozoïsite"

L'analyse n° 7 est du mobilisat associé.

* La paragenèse entre " " indique les minéraux de la phase M₄ qui se sont développés dans les filons.

Ces chiffres permettent plusieurs conclusions :

1 - roche originelle. Il s'agissait très probablement de laves de type basaltique : en effet trois amphibolites (analyses n° 2, 3, 4) ainsi que leurs équivalents métamorphisés (analyses n° 3 - 4) se situent sur le diagramme de la Roche (1968) dans le domaine du basalte (fig.13).

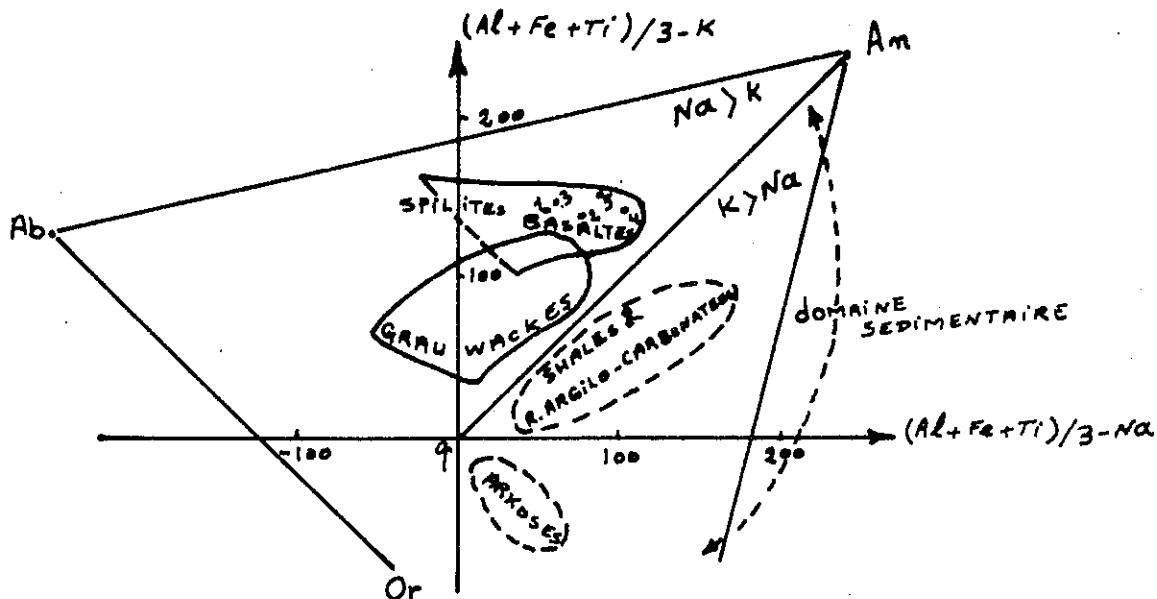


Fig. 13 - Répartition des amphibolites et cornéennes basiques sur le diagramme de la Roche (1968). D'après YODER et TILLEY (1962) il s'agirait de basalte tholéitique à olivine.

2 - Métasomatisme calcique. L'étude pétrographique a pu suggérer l'existence dans ces roches d'une certaine métasomatose calcique, marquée en particulier par les filons à prehnite. Les analyses chimiques montrent en effet que le plagioclase normatif est souvent plus calcique que celui qui est observé en lames minces. Par exemple l'analyse n° 2 a un plagioclase normatif An_{73} alors que la mesure ne donne que An_{60} . On peut donc considérer que la roche a été partiellement enrichie en Ca essentiellement par l'intermédiaire des filonnets tardifs que l'on rapporte à la phase M_4 .

3 - Variations chimiques dues à la mobilisation anatectique. K_2O = les analyses montrent à l'évidence que K_2O est en faible teneur dans différentes roches, sauf dans les mobilisats quartzo-feldspathiques. De même l'orthose normative est deux fois plus importante dans les mobilisats que dans les amphibolites.

Na_2O = cet oxyde ne montre pas de variations significatives dans les amphibolites. Cependant une augmentation de la soude est sensible dans les mobilisats alors que c'est une diminution qui apparaît dans les cornéennes basiques. Cela paraît dû, dans ce type de roche, à une expulsion du matériel quartzo-feldspathique hors du système analysé.

SiO_2 = la silice n'offre pas non plus de variation nette dans les amphibolites, mais elle est en diminution dans les cornéennes pour les mêmes raisons que la soude.

CaO = la chaux présente une nette augmentation dans les cornéennes ; elle atteint sa valeur maximale dans celles qui ont des aspects de roche ultrabasique et que l'on peut considérer comme effectivement basifiées.

4 - Caractères du mobilisat quartzo-feldspathique. Il s'agit là d'un échantillon riche en Si O_2 et Na_2O et pauvre en éléments cafémiques. Selon les diagrammes de FREY (1937) on peut le classer dans les plagioclasonites quartzo-dioritiques. On remarquera cependant que la métasomatose calcique est sensible à l'analyse puisque le plagioclase normatif calculé est An_{34} alors que celui qui est mesuré en lame mince est An_8 . On justifie ainsi l'appellation de "quartzo-dioritiques" donnée à ces mobilisats que ne justifiait pas la qualité du plagioclase.

5 - Etat d'oxydo-réduction des roches analysées. Les tableaux d'analyses (voir tableau n° 3) montrent que les teneurs en Ti O_2 , Fe_2O_3 et Fe O , croissent lorsque l'on passe des amphibolites aux cornéennes et que l'on se dirige donc vers l'intrusion ultrabasique. Le tableau 4 montre que le rapport $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{Fe O}$ croît dans le même sens. Enfin le tableau 5 indique les mêmes variations pour le rapport d'oxydation de CHINNER (1960) : $2 \text{Fe}_2\text{O}_3 \times 100 / 2 \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{Fe O}$.

Ces données indiquent fort bien les conditions oxydantes du contact thermique. Nous reviendrons ultérieurement sur ce point.

Tableau n° 4 - Variation du rapport $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{Fe O}$ dans les roches basiques près du contact avec les ultrabasites

N°	$\frac{\text{Fe}_2\text{O}_3}{\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{Fe O}}$	Paragenèse
	"3"	0.25
"2"	0.37	plagioclase + hornblende brun vert + sphène
"4"	0.33	plagioclase + hornblende verte + mag. éuite
"5"	0.54	labrador + hypersthène + augite + magnétite
"6"	0.67	bytownite + augite + hypersthène + magnétite

Tableau n° 5 - Variation du rapport $2 \text{Fe}_2\text{O}_3 \times 100 / 2 \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{Fe O}$ dans les roches basiques près du contact des ultrabasites

N°	$\frac{2 \text{Fe}_2\text{O}_3 \times 100}{2 \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{Fe O}}$	Paragenèse
"3"	moyenne	plagioclase + hornblende vert bleuté + rutile
"2"		plagioclase + hornblende brun vert + sphène
"4"		plagioclase + hornblende verte + magnétite
"5"		labrador + hypersthène + augite + magnétite
"6"		bytownite + augite + hypersthène + magnétite
		39
	67	
	93	

En conclusion à cet examen de chimisme des roches modifiées par l'intrusion des ultrabasites il faut souligner que :

- le contact thermique se fait dans des conditions oxydantes ;
- Si O_2 et Na_2O tendent à augmenter dans les mobilisats alors qu'ils diminuent dans les restites ;
- la teneur en $\text{Fe total} + \text{Ti O}_2$ croît lorsqu'on se rapproche du contact.

c-5 - Pétrogenèse

c-5-1 - Chronologie des événements

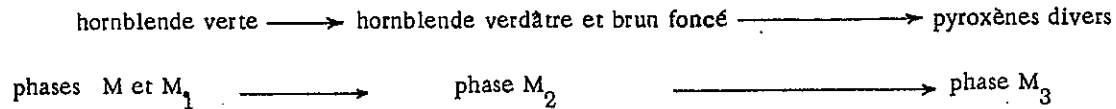
Nous utiliserons ici les données exposées dans ce chapitre et celles qui sont détaillées dans l'étude des métamorphites banales des complexes de Sargaz-Abshur, vus précédemment.

On a tendance habituellement à définir en termes de métamorphisme progressif les phénomènes liés aux recristallisations successives. Malheureusement le métamorphisme est ici polyphasé et ses divers stades M_1 , M_2 , M_3 ont souvent des domaines de température communs, ce qui interdit d'utiliser un raisonnement aussi simple.

Cependant nous pouvons tenter d'employer le repère des amphiboles qui varient, nous l'avons vu, très rapidement et sont donc susceptibles d'avoir enregistré fidèlement la suite des événements.

Les amphiboles qui cristallisent pendant la phase M et M_1 sont des hornblendes vertes.

Nous avons observé la transformation des hornblendes vertes, très probablement au cours de la phase M_2 , en hornblendes brunes et brun foncé, puis en pyroxènes divers, lors de la phase M_3 . On peut donc dire que le schéma des événements enregistrés par les amphiboles est le suivant :



On ne peut pas dire qu'il s'agit là d'un métamorphisme progressif, mais plutôt d'une superposition d'événements commencés par le métamorphisme régional M_1 (hornblende verte), poursuivis par une phase thermique contemporaine d'une déformation (hornblende brune) et achevés par un métamorphisme de contact à orthopyroxène. On a ainsi des pulsations successives où dans chaque cas la direction prograde des recristallisations se fait vers les ultrabasites, absentes au début, intrusives à la fin.

Cela paraît signifier que la source essentielle d'énergie était toujours la même et que dès le moment de la phase M_1 existait une source thermique dans un secteur qui par la suite a vu se réaliser les intrusions.

Nous admettons qu'il s'agit d'un dôme thermique dû à l'activité des zones supérieures du manteau, s'individualisant tardivement dans cette évolution. Ainsi l'essentiel des différences entre les trois phases M_1 , M_2 et M_3 réside surtout dans le degré des étapes franchies par l'activité magmatique dans l'espace et le temps.

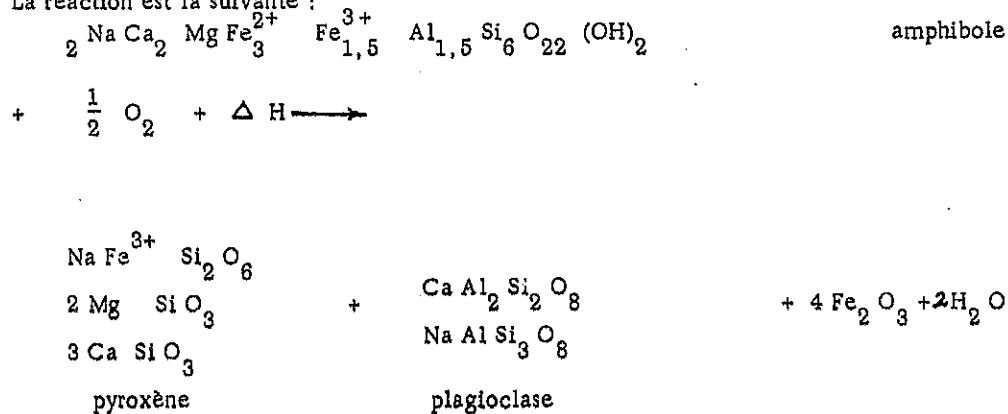
On comprend ainsi beaucoup mieux ce qui apparaissait déjà dans le chapitre précédent, la liaison intime des phases M_2 et M_3 .

Il est très difficile de dire à quel moment M_2 a cédé la place à M_3 . Nous avons assez arbitrairement choisi ici d'attribuer à la phase M_2 la période où la hornblende brun verdâtre et la hornblende brune sont encore stables, alors que M_3 voit la destruction complète de la hornblende brun foncé et la transformation des hornblendes en pyroxènes.

c-5-2 - La déstabilisation des hornblendes

On doit à WITTELS (1952) une étude précise de ce problème du passage des amphiboles aux pyroxènes. Cet auteur admet que la transformation d'une hornblende hastingsitique riche en fer, en pyroxène, est complète à environ 1090° C.

La réaction est la suivante :



OVCHINNIKOV et al. (1955, in DEER et al. 1963) suggèrent que les amphiboles perdent la moitié de leur eau de constitution entre 400 et 500° C et le reste entre 950 et 1100° C.

YODER et TILLEY (1962) lors de leurs expériences pour établir les courbes de fusion des amphibolites, ont observé que les paragenèses à amphibole se transformaient en paragenèses à pyroxène dans les conditions suivantes : (voir fig. 14) :

- sous 1 Kb à 870 - 970° C
- sous 2 Kb à 920 - 1000° C.

A partir de 1000° C la pression n'a plus de rôle dans cette transformation.

On constate aussi sur les courbes de YODER et TILLEY (voir fig. 14) que pour les différentes catégories de magmas expérimentés, le point d'intersection entre la courbe d'inversion amphibole/pyroxène et celle de fusion correspond à différentes conditions de pression et de température. Respectivement on a :

- pour un basalte alcalin un point d'intersection à 900 bars et 950° C,
- pour une hawaïte oxydée, 1 500 bars et 900° C,
- pour un basalte riche en alumine, 1 000 bars et 970° C.

Or, nous avons vu que les amphibolites d'Abshur étaient transformées en un matériel à caractères gabbroïques. Nous pouvons donc en déduire que lors de cette transformation la pression fluide était supérieure à 900 bars et la température supérieure à 900° C.

Cependant, TURNER (1968) conteste qu'il soit possible d'utiliser les résultats de YODER et TILLEY dans le cas de contact thermique. Il admet en effet, à la suite de CHINNER (1960) qui a examiné ce problème dans les métamorphismes de contact aux abords de granites et de granodiorites, que les conditions de ces transformations sont réductrices alors que les expériences de YODER et TILLEY ont lieu en milieu très oxydant.

Dans le cas qui nous intéresse ici, notre désaccord avec TURNER est total. En effet, il n'est pas possible de paralléliser les milieux de contact granitique avec ceux de contact basique ou ultrabasique. En effet, l'intrusion des granites apporte une grande quantité d'eau aux roches encaissantes alors que ce n'est pas le cas lors de l'intrusion de roches basiques, qui au contraire, ont tendance à utiliser l'eau des roches encaissantes. Les conditions ne sont donc sûrement pas les mêmes que dans les cas étudiés par CHINNER et nous avons d'ailleurs démontré plus haut les conditions oxydantes qui régnaient aux abords des intrusions ultrabasiques d'Esfandagheh lorsque les amphibolites étaient transformées.

C'est pourquoi nous admettons ici la validité des chiffres fournis par les expériences de YODER et TILLEY.

D'autres observations vont d'ailleurs dans le sens de cette interprétation. BARNES (1930) en étudiant les variations des propriétés optiques des hornblendes, après chauffage aux environs de 800° C, a établi un certain nombre de faits importants :

- chauffée à l'air la hornblende verte se transforme en hornblende brune sans autre changement optique important ;
- si des hornblendes dépourvues de fer sont chauffées il n'y a aucune variation des propriétés optiques, ni de la couleur ;
- une hornblende brune chauffée en présence d'hydrogène se transforme en hornblende verte ;
- l'analyse des hornblendes chauffées indique une diminution de l'eau de constitution et une transformation du fer ferreux en fer ferrique ;
- c'est le changement de l'état d'oxydation du fer qui est responsable du changement des caractères optiques observés ;
- la déshydratation n'entraîne pas de conséquence directe sauf qu'elle facilite l'oxydation ;
- dans le processus de déshydratation seul l'hydrogène est expulsé hors du réseau, non l'eau, l'oxygène de celle-ci est réutilisé soit dans l'oxydation du fer, soit reste à l'état libre, son rayon atomique étant compatible avec le réseau cristallin de la hornblende.

Si nous suivons les conclusions de BARNES il paraît évident que lors de l'intrusion des roches ultrabasiques et sous l'influence de leur haute température, les hornblendes anciennes libèrent H^+ dans les fluides présents. Ainsi les mobilisats seront-ils enrichis en H^+ et les restites deviendront-elles de plus en plus oxydées. Ainsi les hornblendes vertes des restites seront oxydées pour donner les hornblendes brunes avant que les réseaux soient modifiés pour donner l'association symplectique à pyroxène et magnétite.

Par ailleurs l'augmentation de H^+ dans le mobilisat peut également être démontrée.

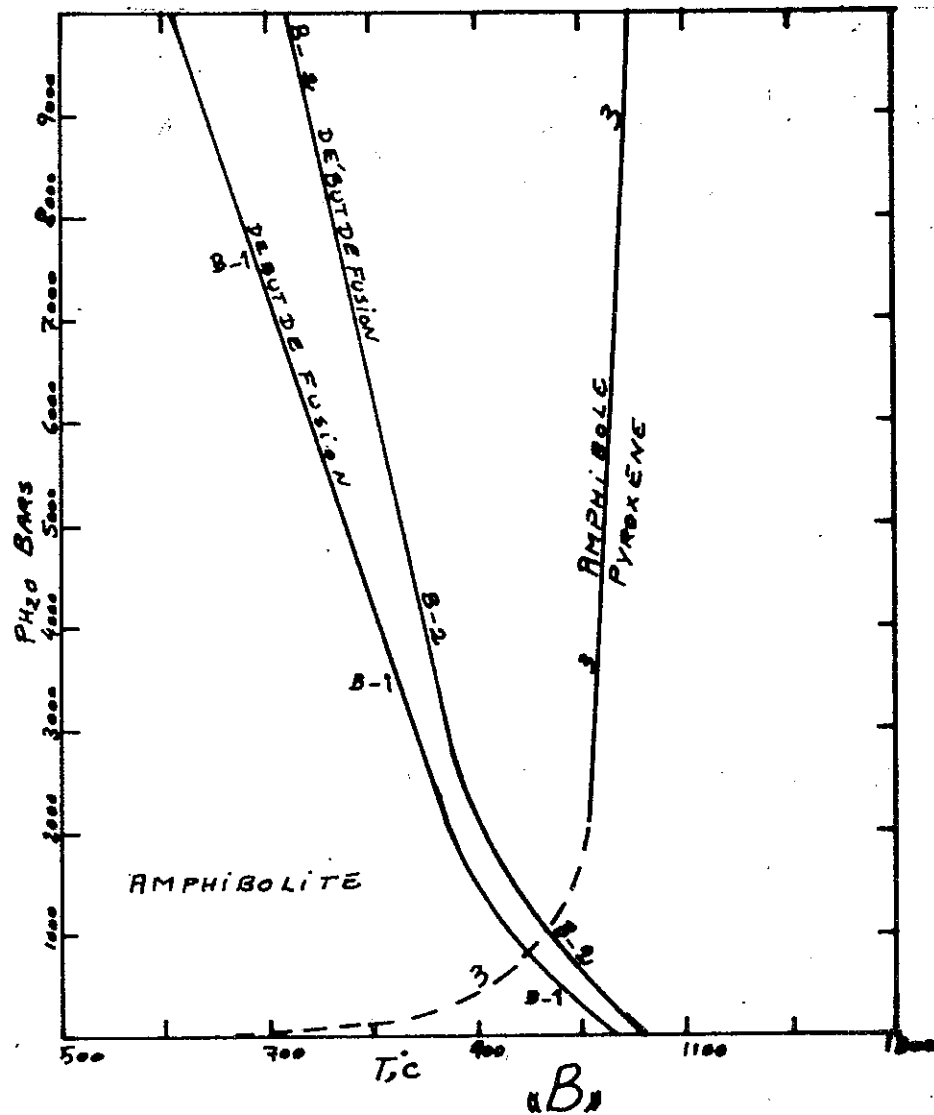
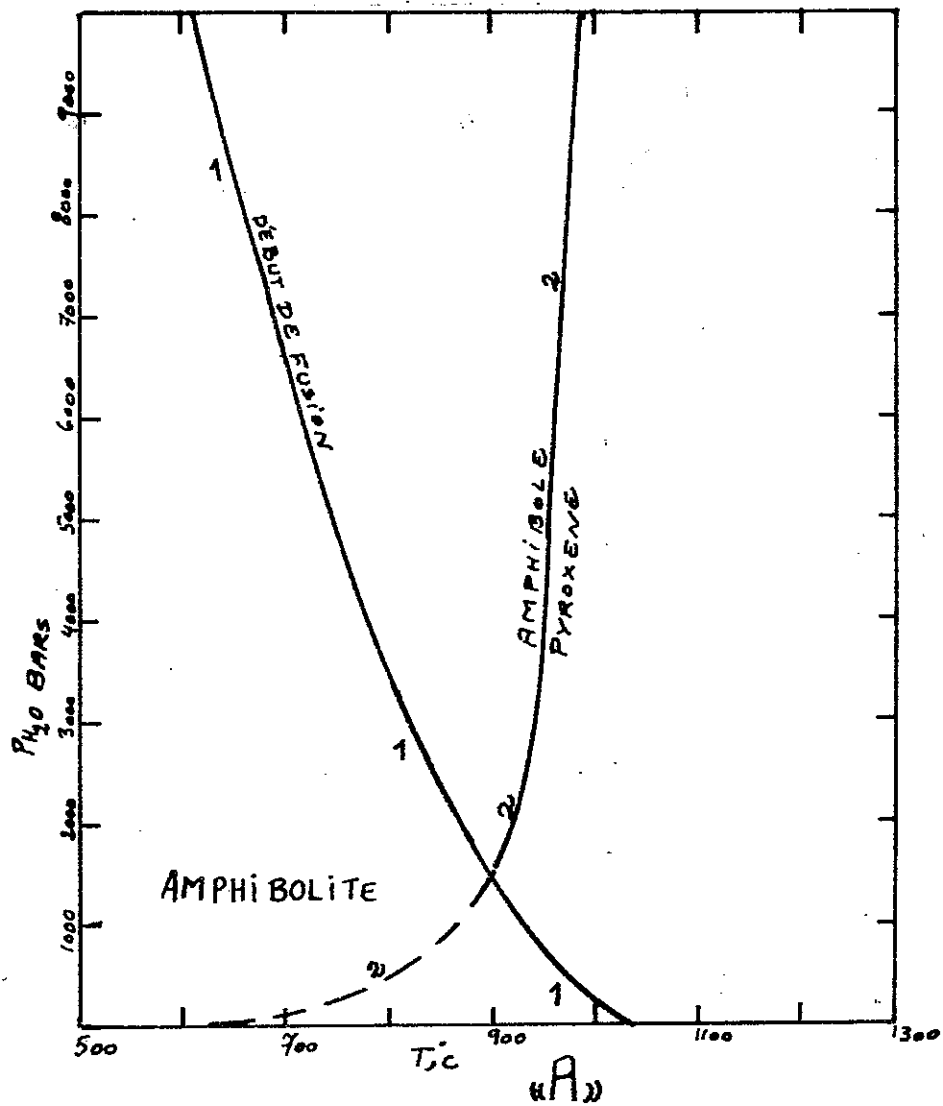


Figure 14 - Diagramme A pour une hawaïite oxydée.

- (1) Courbe de fusion d'amphibolite
- (2) Courbe de transformation d'amphibole en pyroxène

Diagramme (B-1) pour un basalte alcalin et (B-2) pour un basalte riche en alumine.

- (1) Courbe de fusion d'amphibolite
- (2) Courbe de fusion d'amphibolite
- (3) Courbe de transformation d'amphibole en pyroxène dans les systèmes (1) et (2) (d'après YODER et TILLEY, 1962).

Rappelons tout d'abord les conclusions de HEMLEY (1959) (fig. 15) qui lient les domaines de stabilité de la kaolinite, du mica et du feldspath potassique à la valeur du rapport K^+/H^+ .

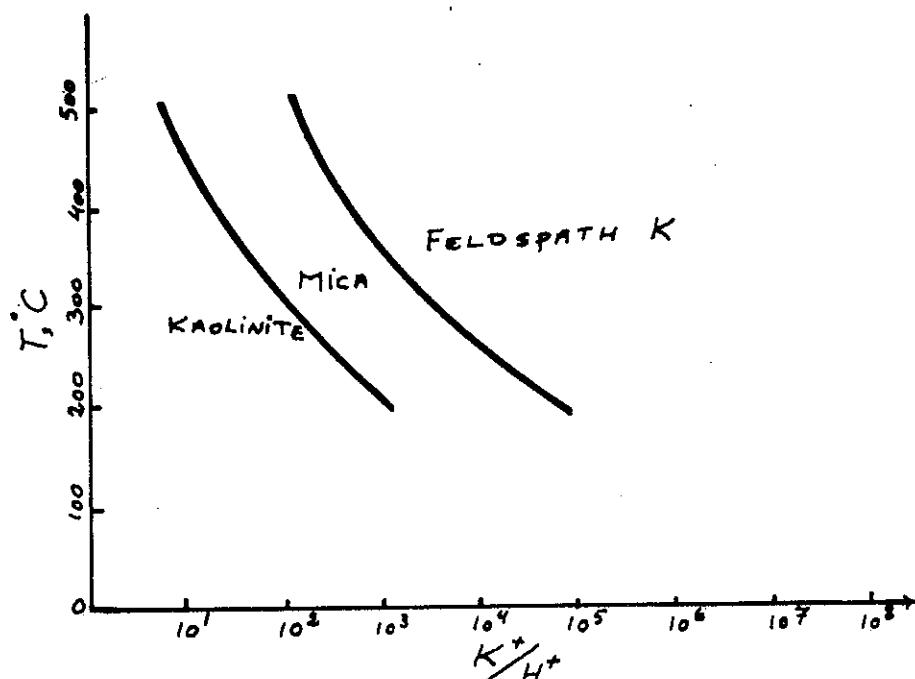


Fig. 15 - Domaines d'équilibre des feldspaths K, des micas et de la kaolinite en fonction du rapport K^+/H^+ et de la température d'après HEMLEY, 1959 (in HOUCHMAND-ZADEH, 1969) -

Nous avons vu que les roches du mobilisat né de l'anatexie partielle des amphibolites, comportaient très peu de biotite, de même que la teneur en K_2O était très faible. Cela signifie qu'il y a eu cristallisation du mica de préférence au feldspath potassique qui est absent. Ce fait rend compte de la haute teneur du milieu en H^+ , entraînant une diminution du rapport K^+/H^+ et explique qu'au lieu du feldspath potassique qui devrait apparaître (l'orthose normative calculée à partir de l'analyse chimique est de 1,11 %), ce soit la biotite qui cristallise.

Ainsi peut-on conclure que sous l'apport calorifique de l'intrusion le milieu encaissant devient de plus en plus oxydant par expulsion de H^+ dans les mobilisats et augmentation corrélative de la pression partielle d'oxygène dans les restites. Ainsi la hornblende n'est pas entièrement détruite sauf si la température devient trop élevée et permet alors l'apparition du pyroxène.

Nous admettons ainsi que les chiffres de WITTELS et de YODER et TILLEY sont utilisables dans notre cas et permettent de fixer autour de 1000° C la température minimale nécessaire pour expliquer les transformations observées et la pression un peu supérieure à 1 Kb.

c-5-3 - La basification et l'ultrabasification des restites

Ce problème est lié, comme nous l'avons déjà vu, à celui de la différenciation et de la ségrégation métamorphique lors de l'anatexie partielle des roches basiques soumises aux hautes températures de l'intrusion de péridotite. Nous nous intéressons ici aux parties enrichies en éléments mafiques par le départ du mobilisat quartzo-feldspathique. Ces phénomènes résultent de la basification des amphibolites et même de leur ultrabasification (car elles contiennent très souvent des lentilles de pyroxénite). Ainsi grâce à une différenciation métamorphique sous une température très élevée, des amphibolites peuvent donner naissance à des roches ultrabasiques.

L'origine des roches ultrabasiques a été expliquée par SØRENSEN (1967, in P.J. WYLLIE, 1967) comme le résultat d'une différenciation métamorphique d'amphibolites. Cet auteur se base sur le fait qu'apparaissent souvent de petites lentilles ultrabasiques dans les amphibolites, et qu'il est possible de comparer le chimisme des deux types de roches, les ultrabasites étant enrichies en Cr, Ni, Mg et Fe et les amphibolites appauvries en Si, Al, Na, K et Ca.

SØRENSEN présume que les conditions nécessaires à cette différenciation sont des hautes températures et des pressions élevées.

Nous avons constaté plus haut que les amphibolites transformées de notre région sont effectivement appauvries en Si, Al, et Na et enrichies en Ca, Mg, Fe et Ti. Par ailleurs il est également possible de rencontrer des amas très transformés, qui sont presque des péridotites feldspathiques. Ces phénomènes ont été expliqués par une basification corrélative au départ d'un mobilisat expulsé du système et entraînant Si et Na. Cela est très comparable à ce qui est expliqué par SØRENSEN, sauf en ce qui concerne les conditions de température et de pression.

Nous admettons en effet des températures élevées mais des pressions assez faibles de l'ordre de 1 à 3 Kb. Il est ainsi fort probable et logique d'expliquer la genèse des lentilles d'ultrabasites dans des amphibolites. Mais peut-on aller jusqu'à penser que toutes les roches ultrabasiques se sont formées selon ce processus ? Cela reste une possibilité mais notre propos ne nous permet pas de répondre de façon nette, d'autant moins que les ultrabasites de notre région sont sûrement, nous le verrons plus loin, des produits magmatiques stratifiés. Le problème reste donc posé et nous nous contenterons ici de montrer les relations qui existent entre les mobilisats, les restites et les amphibolites originelles qui peuvent s'expliquer par la figure 16 et le schéma de la page (66)

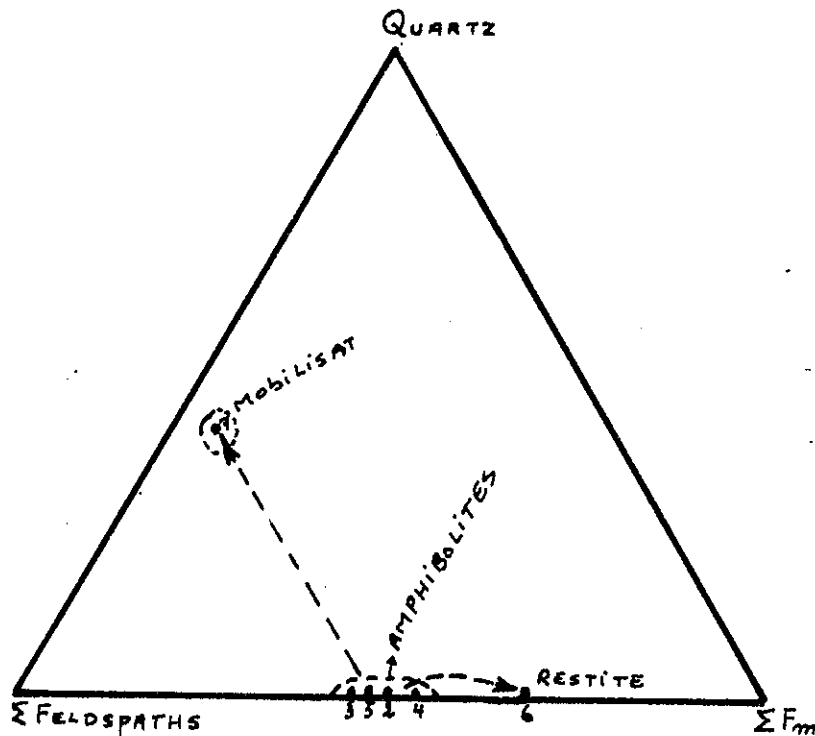


Figure 16 - Répartition des minéraux virtuels des amphibolites, mobilisats et restites -

Il est également possible d'admettre que par différenciation métamorphique peuvent apparaître des anorthosites à cummingtonite. Ce sont des idées qui ont été également avancées par KOBAYASHI (1954), TURNER (1948), LANEY (1926) et SUZUKI (1934).

d) - Les roches carbonatées

d-1 - Généralités

Outre les amphibolites il existe des marbres qui sont près du contact avec les roches ultrabasiques intrusives de la région d'Esfandagheh. Deux coupes sont importantes à ce sujet : celle d'Abshur, à l'entrée de la vallée et au-dessus des amphibolites que nous venons d'étudier ; et celle, située au Sud-Est du village de Sikhoran, à environ 5 km (voir planche 8, fig. 1), où les marbres sont en contact direct avec les ultrabasites. Nous verrons aussi le problème offert par les contacts entre les marbres à wollastonite de Kuh-e-Gishou et les ultrabasites intrusives (voir planche 6, fig. 2).

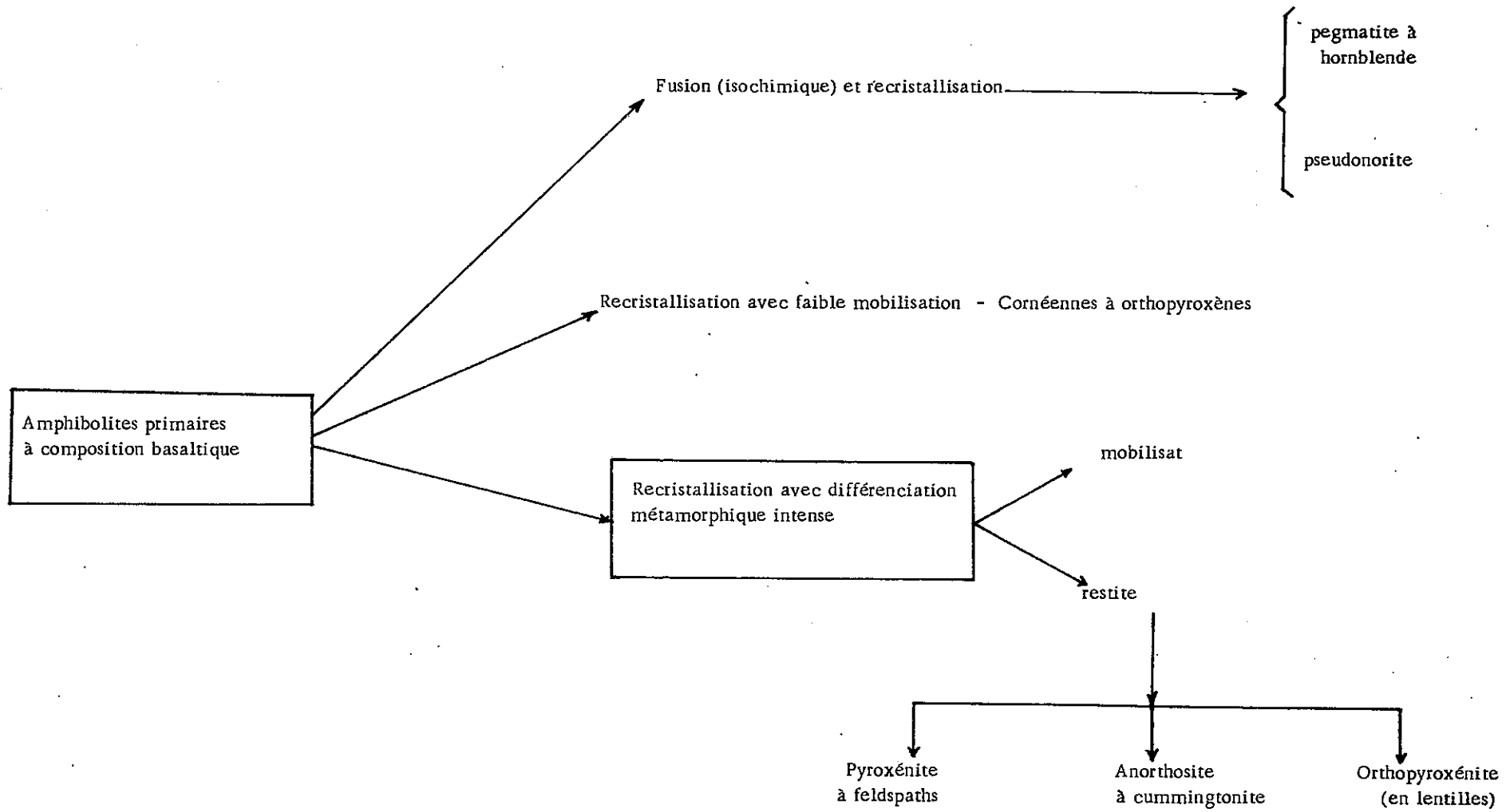


Schéma évolutif montrant les phénomènes qui se passent dans les roches basiques (amphibolites) soumises au métamorphisme de contact.

Sous le terme de "roches carbonatées" sont comprises toutes les roches de la zone où les marbres dominent. Il existe en effet, dans ceux-ci, des intercalations marneuses (transformées en amphibolites à scapolite) ou des niveaux très ferrifères.

Dans le complexe d'Abshur les marbres occupent une place très importante. Ils sont constitués par des alternances de niveaux calcaires de plus d'un mètre, avec des niveaux marneux plus minces (1 mètre au maximum).

Dans ces formations les phases de déformation et de recristallisation M_1 , D_1 et M_2 , D_2 sont bien visibles et fossilisées en outre par le métamorphisme de contact.

La séquence complète des marbres d'Abshur se décompose de la manière suivante, de bas en haut, depuis les amphibolites diversement transformées et étudiées plus haut.

- 1 - Amphibolites et cornéennes basiques
- 2 - Marbre à pargasite et diopside
- 3 - Amphibolite finement laminée
- 4 - Marbre à olivine serpentinisée
- 5 - Amphibolite à salite et scapolite
- 6 - Marbre finement laminé à pargasite
- 7 - Marbre pur à phlogopite rare
- 8 - Séquence très épaisse de différents marbres (à wollastonite ; à diopside, scapolite et sanidine ; à diopside et vésuvianite).

Dans la coupe du village de Sikhoran on a, de bas en haut la série suivante :

- masse des gabbros intrusifs mêlés aux amphibolites transformées au point qu'il est souvent difficile de différencier l'un de l'autre,
- séquence des amphibolites transformées, étudiées plus haut,
- amphibolite riche en pargasite,
- marbre à olivine,
- marbre à olivine, pargasite et augite,
- marbre à olivine et augite,
- alternance de marbres purs et de marbres à olivine.

On a parfois dans cette coupe de grands blocs calcaires qui semblent "flotter" directement dans les ultrabasites (voir planche 6, fig. 1).

1 - Olivines

L'olivine se présente en cristaux arrondis, serpentinisés, chloritisés, présentant parfois des macles mécaniques ou une altération en clinohumite. Dans plusieurs cas la serpentinisation précède la chloritisation (voir fig. 17). En certains cas l'olivine peut renfermer des cristaux de calcite. Elle est souvent entourée par de l'augite.

Sa composition variée de Fo_{97} à Fo_{89} (détermination aux rayons X par la méthode YODER et SAHAMA, (1957). Il existe très peu de magnétite comme produit d'altération de l'olivine.

2 - Humites

Les minéraux de ce groupe sont très rares dans les calcaires. On les rencontre cependant sous deux formes :

- clinohumite, en cristaux xénomorphes très fins remplaçant l'olivine sur sa périphérie. Ils sont caractérisés par leur pléochroïsme de jaune d'or à jaune pâle ;
- chondrodite, un seul exemplaire de ce minéral a été rencontré dans l'échantillon SAB-200. Son pléochroïsme faible (jaune à jaune pâle) ses macles, sa forte dispersion et son altération en serpentine permettent de le distinguer.

PLANCHE 6

Figure 1 - Contact de pyroxénolites (Py) du complexe intrusif rubané avec les marbres (Ma) du complexe d'Abshur (5 km au Sud de Sikhoran).

Figure 2 - Contact intrusif d'un gabbro (Ga) avec des marbres à wollastonite dans le Kuh-e-Gishou

Figure 3 - Amas de ferroaugite dans les marbres à olivine du complexe d'Abshur (5 km au Sud de Sikhoran). Il s'agit probablement d'anciens nodules de cherts ferrugineux -

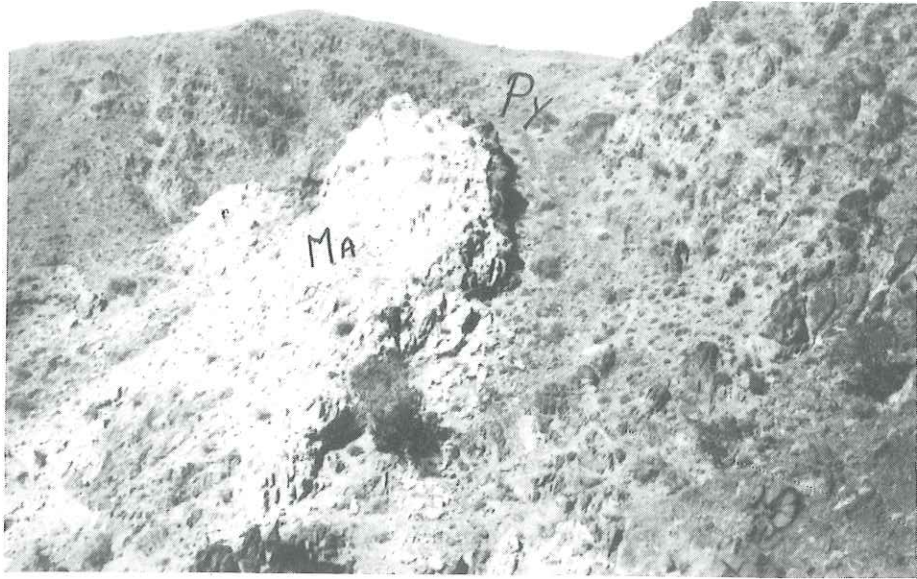


Figure 1

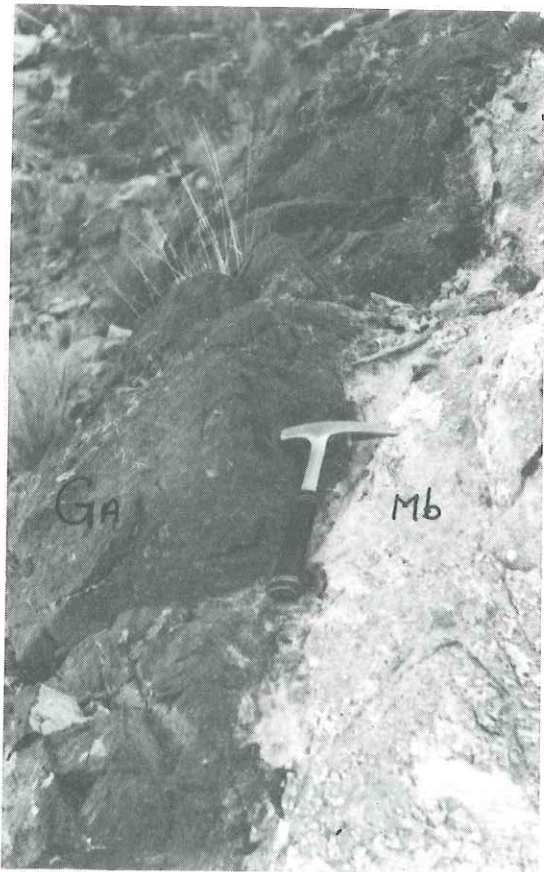


Figure 2

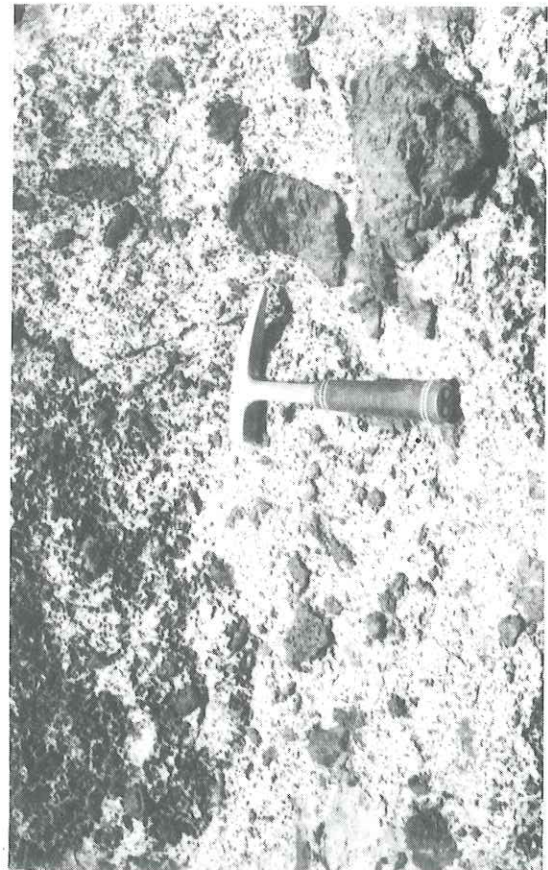


Figure 3

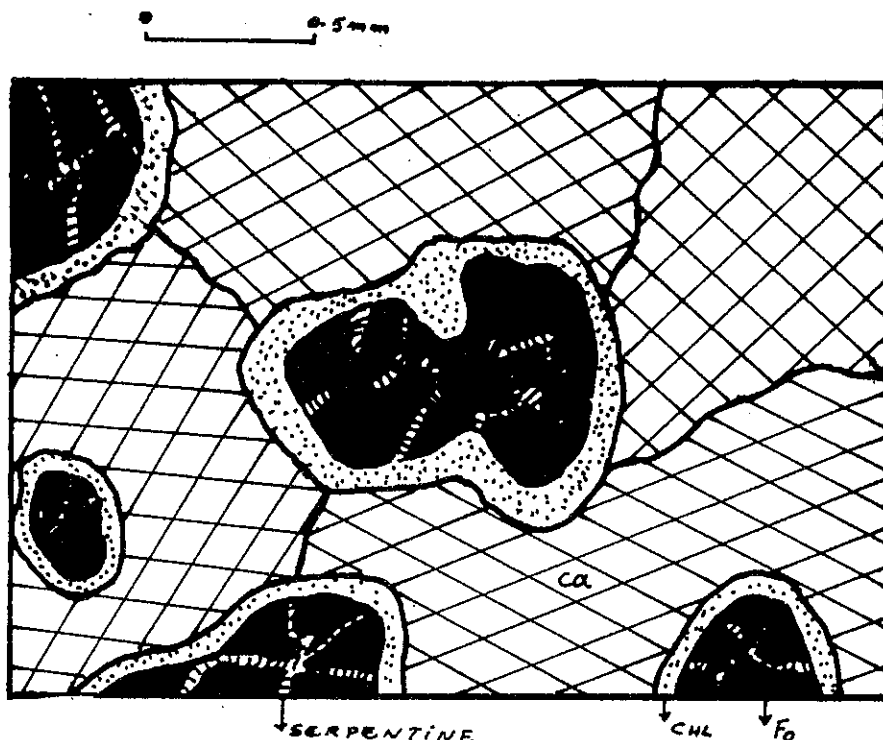


Fig. 17 - Structure des marbres à olivine montrant deux stades d'altération des forstérites.

1) Serpentinisation (Se)

2) Chloritisation (Chl)

ca = calcite

fo = forstérite

3 - Sphène

Il est présent en faible quantité.

4 - Grenats

Les roches carbonatées contiennent des grenats de type grossulaire - andradite en proportions variables. Ce sont des minéraux presque toujours zonés, au cœur plus riche en andradite et la périphérie en grossulaire. Le centre de ces cristaux est rouge et la périphérie incolore. Le grossulaire est toujours biréfringent et maclé.

Dans toutes les roches ces grenats ont été extraits et triés, ce qui a permis une étude aux rayons X et une détermination précise grâce au calcul de la maille et à la mesure de l'indice de réfraction.

5 - Vésuvianite

Le seul échantillon contenant ce minéral est SAB-66, il y est de couleur rouge rosé, très peu pléochroïque, uniaxe à biaxe ($2V_x = 30^\circ$), $N_z = 1,745$. Selon TRÖGER (1956) il s'agit d'une vésuvianite riche en $TiO_2 + FeO + Fe_2O_3$.

6 - Zoïsite - clinozoïsite - pistacite

Ces minéraux se présentent toujours comme les produits d'altération des plagioclases, pyroxènes, amphiboles ou plus rarement association stable avec la salite et le grenat riche en andradite.

7 - Pumpellyite

C'est un produit d'altération des plagioclases et de la scapolite.

8 - Pyroxènes

Ils sont de plusieurs types :

+ salite. C'est un pyroxène commun des marbres, vert à vert pâle, faiblement pléochroïque. Il s'agit d'une solution solide diopside - hédénbergite très banale qui n'a pas été étudiée en détail;

+ augite - ferroaugite - pigeonite-augite. Ce type de pyroxène a été rencontré dans la coupe de Sikhoran. Il se rencontre dans les marbres à olivine où il se concentre parfois en amas irréguliers monominéraux (voir planche fig. 3). Très fréquemment ce pyroxène constitue des auréoles autour des cristaux d'olivine.

Ce sont généralement de grands cristaux (6 mm) de couleur rosée, à pléochroïsme très faible, fortement zonés de façon irrégulière en taches ou rubans, rarement de façon concentrique.

L'indice moyen n_y de ces minéraux est très variable, nos mesures montrent des variations allant de 1,710 à 1,725.

$2V_z$ varie de 0° à 48° . Sur une vingtaine de mesures l'angle le plus fréquent se situe entre 35° et 48° , parfois entre 25° et 35° , une seule fois à 0° .

C'est un minéral très dispersif, dont la biréfringence faiblée atteint au maximum 0,012.

$Z \wedge C = 34$ à 44° .

Il s'altère en chlorite magnésienne, clinozoïsite, épidote, sphène et actinote.

Un diagramme aux rayons X permet de situer ce pyroxène dans le groupe B_1 des diopside-augite (ZWANN, 1954).

Selon HESS (1949, in TRÖGER, 1956) c'est un pyroxène de la série de l'augite - ferroaugite - pigeonite-augite.

+ wollastonite. Sa présence a été vérifiée aux rayons X. Elle est caractérisée en lame mince par ses trois clivages et sa biaxie positive. Il s'agit bien d'une wollastonite selon TAYLOR (1956, in DEER et al., 1963), car les réflexions du cliché de rayons X montrent une raie de faible intensité de 4,04 Å juste avant la raie majeure à 3,83 Å.

9 - Amphiboles

Il en existe plusieurs espèces :

+ trémolite - actinote. Ce sont des produits d'altération des pyroxènes et de la hornblende, ou des résidus du métamorphisme régional précédant les transformations thermiques.

$2V_x = 80^\circ$ $Z \wedge C = 12^\circ$.

+ hornblende. Elle est abondante dans les amphibolites à scapolite. Ses caractères optiques sont les suivants :

$2V_x = 60^\circ$ $Z \wedge C = 24^\circ$

Z = vert bleuté

Y = brun jaune pâle

X = brun vert pâle

+ pargasite. Elle se présente sous deux formes différentes :

a) dans les marbres sans olivine elle a les caractères optiques suivants (éch. SAB-47) :

$2V_z = 76^\circ$ $Z \wedge C = 22^\circ$ $N_z = 1,677$

Z = vert bleuté

Y = jaune pâle verdâtre

X = jaune pâle verdâtre;

b) dans les marbres à olivine ses caractères optiques sont les suivants :

éch. SAE-204 $2V_z = 80^\circ$ $Z \wedge C = 20^\circ$

éch. SAE-200 $2V_z = 84^\circ$ $Z \wedge C = 24^\circ$

éch. SAE-201 $2V_z = 76^\circ$ $Z \wedge C = 22^\circ$

Z = brun rosâtre pâle

Y = jaune pâle verdâtre

X = incolore à jaune très pâle

$N_x = 1,654$ $N_z = 1,668 \pm 0,002$ $N_z - N_x = 0,012$

D = 3,15 à 3,18

Cette amphibole a été séparée, triée et une analyse chimique partielle en a été effectuée (voir tableau n° 6).

Selon SUNDIUS (in TRÖGER, 1956) et LEAKE (1968) il s'agit bien d'une pargasite.

Tableau n° 6 - Analyse chimique partielle de la pargasite.

Analyse n° 8

Oxydes	% pondéraux	Formule structurale sur base anhydre O = 23
Si O ₂	38.15 ⁽¹⁾	Si = 5.53
Al ₂ O ₃	15.55	Al ^{IV} = 2.47
Fe ₂ O ₃	5.35	Al ^{VI} = 0.17
Fe O	2.15	Fe ⁺³ = 0.55
Mg O	18.05	Fe ⁺² = 0.26
Ca O	13.90	Mg = 3.92
K ₂ O	1.00	Ti = 0.15
Na ₂ O	2.45	
Ti O ₂	1.40	Ca = 2.16
H ₂ O ⁺	2.00 ⁽²⁾	Na = 0.18
H ₂ O ⁻	---	K = 0.68

Note : (1 = Si O₂), (2 = H₂ O⁺) n'ont pas été dosés. Nous avons supposé H₂ O⁺ égal à 2 et ensuite nous avons calculé Si O₂ sur la base d'un total égal à 100.

10 - Biotite - phlogopite

L. phlogopite est un minéral fréquent dans les marbres à olivine. Ses caractères optiques sont les suivants :

X = incolore
Z = jaune brunâtre pâle N_Z = 1,580

Selon HEINRICH (1946, in DEER et al., 1963) il s'agit d'une phlogopite où Fe O + 2 (Fe₂ O₃ + Ti O₂) = 10, ce qui pour EUGSTER et WONES (1958, in DEER et al., 1963) désigne la phlogopite pure.

La biotite est assez rare dans les roches carbonatées et c'est surtout un produit d'altération de la hornblende.

11 - Chlorite - serpentine

Ces chlorites sont toujours des chlorites magnésiennes (étude aux rayons X). La serpentine est toujours une antigorite.

12 - Prehnite

C'est un minéral secondaire introduit par des filonnets dans tous les types de roches.

13 - Feldspaths

+ plagioclases. La plupart du temps il s'agit d'albite de haute température (vérification aux rayons X). Dans les niveaux d'amphibolites intercalés dans les marbres, le plagioclase va jusqu'au labrador, et plus rarement, jusqu'à l'anorthite dans les marbres à wollastonite. Il est alors fortement altéré et seuls de petits restes sont déterminables.

+ feldspaths potassiques.

. perthite. Le microcline perthitique a été rencontré en niveaux et lentilles situés dans les amphibolites à scapolite.

. sanidine. Il s'agit d'une forme de haute température qui a été rencontrée dans le seul échantillon SAB-65 avec diopside + scapolite + albite + calcite.

Elle se présente en cristaux xénomorphes, clairs et frais, possédant deux clivages assez bien marqués. Sa présence a été mise en évidence par coloration qui a indiqué la présence de feldspath potassique. On a précisé la nature exacte de ce minéral grâce à un tri et à une étude aux rayons X. Ces derniers ont permis de voir qu'il s'agissait d'une forme de haute température. En effet les caractères optiques confirment cette détermination selon DEER et al. (1963).

$$2 V = 60 \text{ à } 62^\circ \text{ (25 mesures)}$$
$$N_x = 1,520.$$

Ces chiffres correspondent selon TUTTLE (1952, in DEER et al., 1963) à un feldspath potassique de composition : orthose₈₂/plagioclase₁₈.

Cette sanidine est toujours intimement associée à l'albite de haute température.

14 - Scapolite

Ce minéral apparaît dans plusieurs faciès, soit avec la sanidine, soit avec la wollastonite ou dans les amphibolites intercalées dans ces marbres.

Son identité a été vérifiée par les caractères optiques et une étude aux rayons X. Dans la majorité des cas il s'agit d'un dipyre à $Ma_{77} Me_{23}$ (WINCHELL, 1961) $N_m = 1,551$.

Elle est très souvent altérée en séricite et prehnite.

15 - Spinelles

Ils n'ont pas été étudiés en détail. Ils sont généralement vert pâle à vert foncé, parfois presque opaques. Ils présentent parfois des taches brunes dans leur centre. Dans plusieurs cas ils possèdent deux clivages perpendiculaires.

Ces minéraux possèdent parfois une curieuse structure réticulée que nous n'avons pas su interpréter. Il semble cependant que dans certains cas, il s'agisse d'un héritage des structures des pargasites dont ils paraissent dériver.

16 - Carbonates

La calcite est abondante et prédomine.

La dolomite est rare.

La magnétite est un produit d'altération de l'olivine.

La sidérite se rencontre rarement, associée à la salite ou au grenat grossulaire - andradite.

17 - Apatite

Elle est très rarement présente en tant qu'accessoire.

18 - Magnétite

Elle se rencontre comme produit d'altération des olivines (rare) ou comme minéral disséminé accessoire.

19 - Hématite

C'est une rareté dans les roches carbonatées.

d-3 - Pétrographie

Les roches carbonatées peuvent être subdivisées en six grands groupes :

- 1 - les marbres à olivine,
- 2 - les marbres à wollastonite,
- 3 - les marbres à sanidine et scapolite,
- 4 - les marbres à pargasite et diopside,
- 5 - les amphibolites à scapolite et leurs associées,
- 6 - les marbres à phlogopite.

1 - Les marbres à olivine

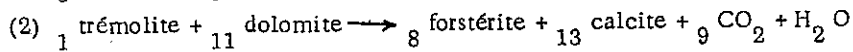
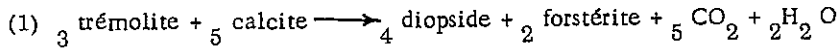
Plusieurs types de paragenèses ont été rencontrés dans ces roches :

- calcite + forstérite + spinelle + magnétite + phlogopite (SAE-198),
- calcite + forstérite + diopside + augite + spinelle + phlogopite + magnétite + clinohumite (SAE-199),
- calcite + forstérite + pargasite + chondrodite + augite + phlogopite + sphène (SAE-200),
- calcite + forstérite + pargasite + augite + spinelle très foncé + phlogopite (SAE-204),
- calcite + forstérite + spinelle + trémolite + diopside + rutile + ilménite (?)

En fait l'association globale suivante caractérise ce groupe :

- calcite + forstérite + diopside + augite + spinelle + phlogopite + sphène + rutile + ilménite (?) + magnétite + trémolite + pargasite + chondrodite + clinohumite.

Dans toutes les roches à olivine il y a plusieurs générations de minéraux. Les plus anciens visibles actuellement sont la trémolite suivie de la pargasite, et il est évident que la trémolite se transforme en olivine. Il est probable que cette transformation s'effectue lors du métamorphisme de contact selon les réactions suivantes :



En fait, et sans autre possibilité de vérification, la trémolite nous semble provenir de la phase M_2 .

Dans les roches du groupe 4 il est très net que la pargasite se transforme en diopside + albite. Ici la pargasite paraît donner : olivine + spinelle + diopside + magnétite, car il est assez fréquent de rencontrer des reliques de pargasite dans l'olivine.

Par ailleurs, les relations entre olivine et pargasite (voir fig. 18) paraissent indiquer que la pargasite n'est pas stable en présence d'olivine (nous reviendrons plus loin sur ce problème). Enfin, dans certains cas, les spinelles participent au remplacement de la pargasite et prennent alors les formes prismatiques de cette dernière.

Nous avons vu plus haut que la structure réticulée un peu curieuse du spinelle pouvait avoir les mêmes causes.

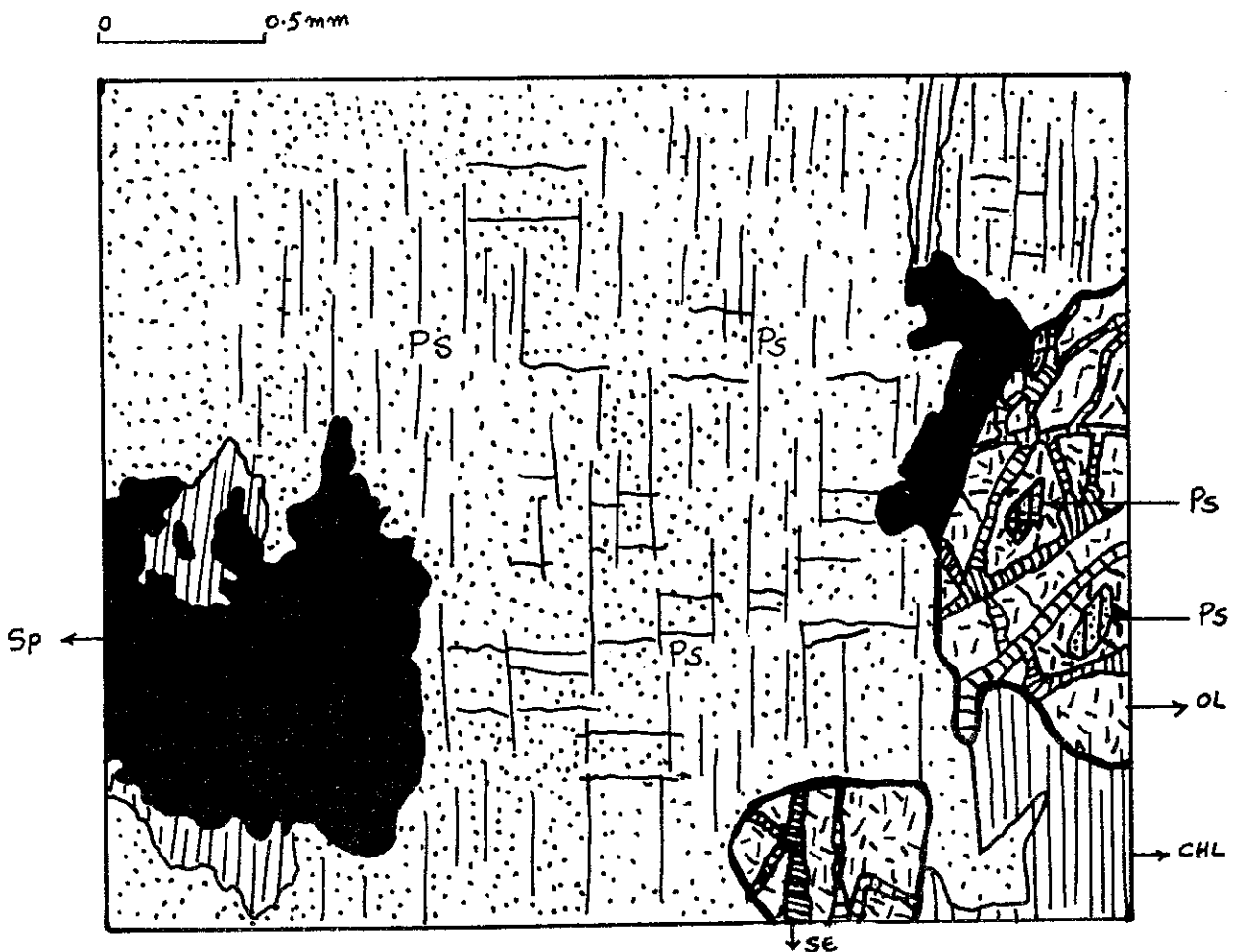


Fig. 18 - Transformation de la pargasite en olivine + spinelle

Ol = olivine ; sp = spinelle chl = Mg-chlorite ; Se = serpentine ; Ps = pargasite.

Noter les reliques de pargasite dans l'olivine.

Ainsi la suite des événements paraît être :

- stade initial, ou surtout M_2 = trémolite - pargasite ;
- stade de contact M_3 = pargasite \rightarrow olivine + diopside + spinelle.

Mais il est possible de préciser ici que dans la phase M_3 l'augite apparaît après l'olivine qu'elle enveloppe (voir fig. 19). Or le spinelle est sûrement contemporain de l'olivine. Dans M_3 nous avons donc au premier stade olivine et spinelle, dans le deuxième stade augite + diopside.

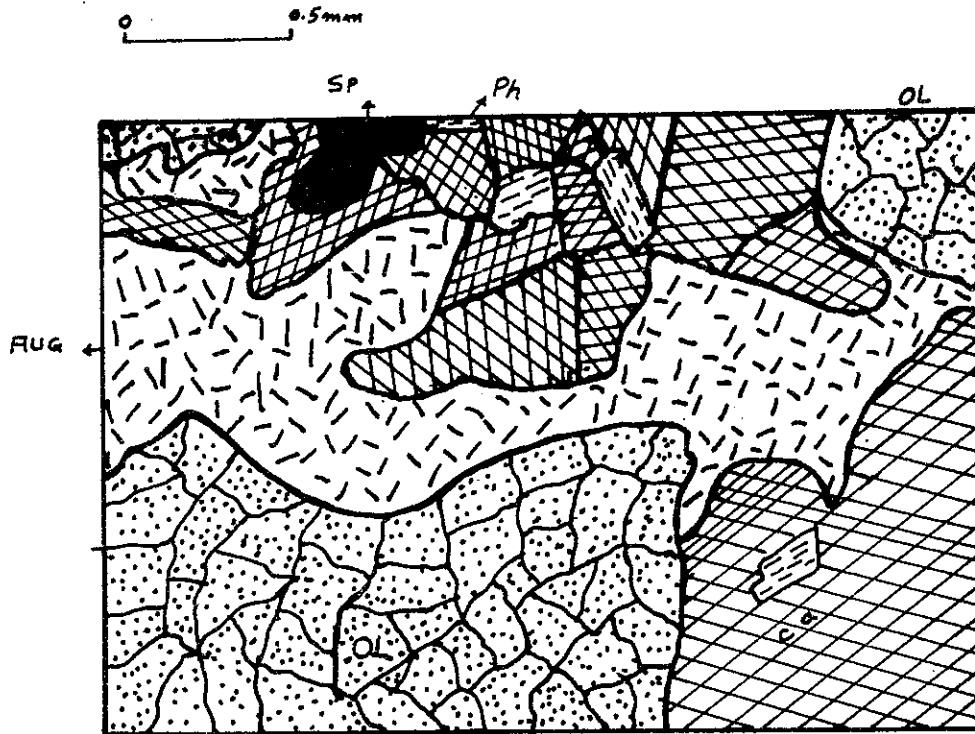


Fig. 19 - Cristaux d'augite englobant l'olivine.

Ol = olivine ; Aug = augite ; Sp = spinelle ; ca = calcite ; Ph = phlogopite

La phlogopite et la clinohumite sont sûrement postérieures à l'olivine et au spinelle. On rencontre en effet des spinelles en inclusions dans la phlogopite (fig. 20) et celle-ci remplace souvent la pargasite.

Quant à la clinohumite elle remplace l'olivine et au moment où la clinohumite apparaît il y a aussi serpentinisation de l'olivine.

D'autres minéraux, dans ce groupe de roches, nous paraissent appartenir à la phase tardive M_4 durant laquelle ils se développent aux dépens des précédents : chlorite magnésienne, serpentine, actinote, hématite, clinozoïsite, épidote, calcite, talc, sidérite, magnésite.

2 - Les marbres à wollastonite

On rencontre là les associations minérales suivantes :

- wollastonite + diopside + salite + grenat grossulaire - andradite + scapolite + feldspath potassique + sphène + apatite + calcite + prehnite (SAE-222) ;
- wollastonite + salite + sphène + feldspath K + calcite + prehnite (SAE-221) ;
- wollastonite + diopside + anorthite + grossulaire + sphène + épidote + clinozoïsite + prehnite + calcite (SAE-220) ;
- calcite + diopside + wollastonite + microperthite + albite + sphène + prehnite (SAB-64) ;
- calcite + diopside + grenat (grossulaire-andradite) + vésuvianite + wollastonite + feldspath K (SAB-66).

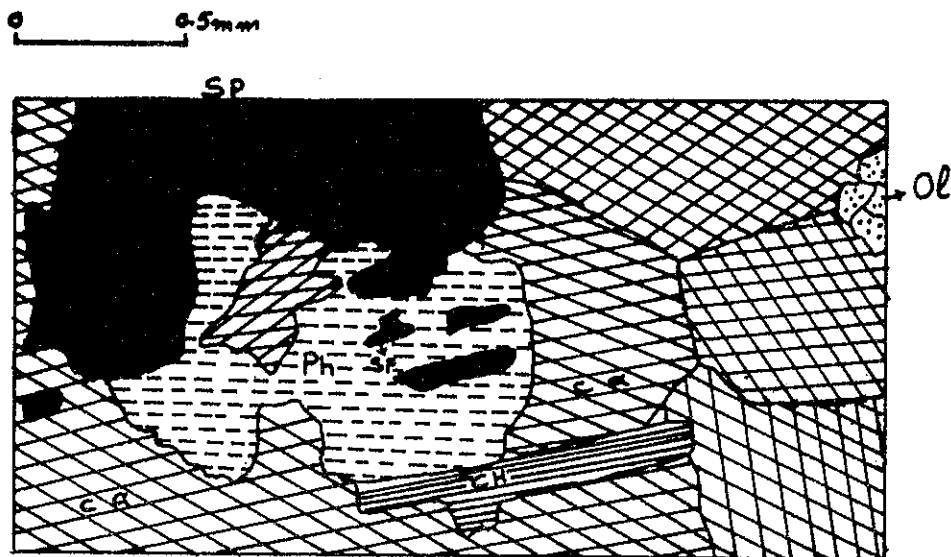


Fig. 20 - Déstabilisation du spinelle (Sp) en phlogopite (Ph).
Ch = chlorite ; ca = calcite ; Ol = olivine

Dans ces suites minérales il est possible de distinguer trois stades successifs :

- 1 - Wollastonite, anorthite et salite.
 - scapolite et vésuvianite interviennent ensuite, très probablement lors d'une phase de température élevée mais où les fluides riches en $SO_2 - CO_2$... jouaient un grand rôle. On n'a jamais rencontré scapolite et plagioclase en relation directe, mais il est probable que celui-ci est remplacé par celle-là.
 - comme dans tous les cas déjà vus la richesse en fluides de la phase M_4 permettra enfin l'altération des minéraux préexistants. Ainsi la wollastonite est altérée en calcite, préhnite et grossulaire (fig. 21), la scapolite en préhnite et séricite, le plagioclase en clinozoisite et épidote.

3 - Marbre à sanidine

Dans l'échantillon SAB-65, la sanidine occupe environ 15 % du volume total. Elle est associée à la scapolite et au diopside. La scapolite, en cristaux de 2 à 4 mm est altérée en clinozoisite, séricite et préhnite. La texture de la roche est rubanée, ce qui correspond à une alternance de niveaux riches en diopside - scapolite et sanidine avec des lits calciteux.

La paragenèse observée est à calcite + diopside + scapolite + albite + sanidine H T + perthite + sphène + clinozoisite.

La suite des cristallisations n'est pas très claire dans cet unique exemple de faciès à sanidine.

4 - Marbres à pargasite et diopside

Ce faciès est constitué par des cristaux de pargasite qui atteignent 4 mm. Mais c'est un minéral instable ici. En effet, il se transforme en diopside + albite. Les contours de la pargasite (sections basales des amphiboles) sont souvent bien conservés, mais sont occupés par le diopside (sans doute alumineux) qui se développe en conservant des vestiges de l'amphibole en son centre. Dans d'autres cas, le diopside se présente en association lamellaire avec la pargasite et dans les lamelles de pyroxène subsistent des résidus de l'amphibole. La pargasite est en outre altérée en épidote, calcite, hornblende verte, chlorite et talc. Le diopside tend à être remplacé par l'actinote, la chlorite et la calcite.

5 - Amphibolites à scapolite et faciès associés

Nous pouvons distinguer ici plusieurs types de roches.

1 - Le type échantillon SAB-19 est constitué par une alternance d'amphibolite et de marbre. Au contact des lits de différente constitution se rencontrent des lentilles à andradite, grossulaire, salite, pistacite et microperthite. Il semble que ces lentilles correspondent à une réaction entre les amphibolites à scapolite et les marbres.

Les niveaux amphibolitiques à scapolite présentent l'association suivante : hornblende verte + scapolite + salite + feldspath K + épidote + sphène + biotite + prehnite.

Ce sont les hornblende + salite + scapolite qui se développent d'abord, la scapolite remplaçant le plagioclase. Vient ensuite la biotite qui naît aux dépens de la hornblende. Puis ce sont les minéraux classiques de la phase hydrothermale M_4 qui cristallisent : séricite (aux dépens de la scapolite), prehnite, clinozoisite, calcite, pumpellyite, chlorite (aux dépens de la biotite).

Les niveaux carbonatés sont constitués par : calcite + diopside + grenat + phlogopite (rare, et se développant après le diopside).

Les lentilles réactionnelles entre ces niveaux paraissent constituer une étape de la différenciation des amphibolites au cours de la phase de haute température M_3 . L'amphibolite aurait alors diffusé Si, Na, Ca et Al en présence de fluides riches en CO_2 , ce qui entraîne les réactions permettant la formation de diopside. On aurait ainsi un milieu acidifié où le fer des amphibolites est mis en solution et à la rencontre des niveaux carbonatés il y a cristallisation de salite, pistacite et andradite. C'est une interprétation analogue qui a été adoptée pour un cas comparable par A. HOUCHMAND-ZADEH (1969).

Dans ces lentilles les grenats zonés grossulaire - andradite vont de la composition $Gr_{77.73} And_{23.27}$ jusqu'à $Gr_{97} And_3$. ($N = 1,775$ à $1,740$, dimension de la maille $a_0 = 11,92$ à $11,86$ Å). La prehnite est toujours un minéral de la phase M_4 , présente dans les filonnets recoupant ces roches.

2 - Un deuxième type de roche est constamment rubané (échantillon type : SAB-36). Il s'agit d'une alternance de feuillets de 2 à 4 mm d'épaisseur, reflet probable de différences lithologiques initiales. Chaque feuillet peut avoir une association minérale particulière. On rencontre les feuillets à :

- hornblende verte (90 %) + plagioclase An_{48} + sphène,
- calcite + diopside,
- diopside + plagioclase + hornblende,
- hornblende + plagioclase + biotite (aux dépens de l'amphibole),
- diopside + plagioclase + traces de hornblende,
- grenat + diopside + calcite + plagioclase + perthite.

Dans tous les cas il y a des grains de magnétite titanifère altérée en sphène.

6 - Marbres à phlogopite

Ce sont des faciès essentiellement composés de calcite ; la phlogopite et l'apatite y sont rares.

d-4 - Chimisme des roches carbonatées

Quatre analyses de roches carbonatées ont été effectuées. Elles n'appellent pas de commentaires particuliers. Nous utiliserons plus loin leurs données.

d-5 - Pétrogenèse

Un certain nombre de problèmes soulevés par l'étude minéralogique et pétrographique vont être successivement discutés afin d'aboutir à une logique de l'évolution des roches carbonatées dans les différentes phases de métamorphisme de notre région.

1 - La désintégration des pargasites

Nous avons vu que la pargasite, instable donne :

olivine + spinelle + diopside + albite.

En outre, c'est un minéral qui est toujours à l'état résiduel dans toutes les roches étudiées.



Figure 21 - Déstabilisation de la wollastonite en grossulaire

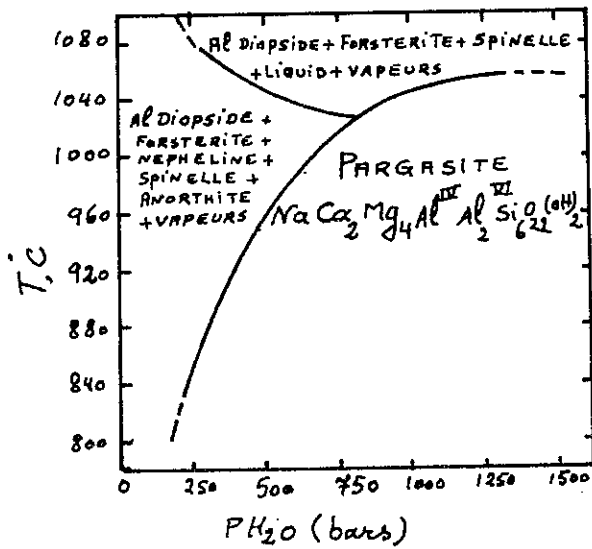


Figure 22 - Domaine de stabilité de la pargasite (d'après BOYD, 1956).

Tableau n° 7 - Analyses chimiques des roches carbonatées

Oxyde	9	10	11	12
Si O ₂	16.60	15.70	6.07	31.01
Al ₂ O ₃	3.05	4.35	2.05	4.72
Fe ₂ O ₃	2.90	2.15	1.06	2.03
Fe O	0.45	0.15	0.56	1.23
Mg O	17.25	1.70	8.00	1.16
Ca O	32.50	48.40	45.00	41.25
Na ₂ O	0.25	0.20	0.05	0.09
K ₂ O	0.10	0.05	0.03	0.04
Ti O ₂	0.50	0.50	0.07	0.13
P ₂ O ₅	0.20	0.10	0.05	0.05
Mn O	0.20	0.05	0.05	0.08
H ₂ O ⁺	26.30	27.05	2.49	1.71
CO ₂			34.99	15.98
H ₂ O ⁻	0.05	0.05	0.10	---
Total	100.35	100.45	100.57	99.48

(9) : SAE-199 - Paragenèse :

calcite - forstérite - diopside - spinelle - augite - phlogopite + clinohumite - serpentine - magnétite - chlorite Mg - sphène.

(10) : SAB-66 - Paragenèse :

calcite - diopside - wollastonite - grenat (grossulaire - andradite) - vésuvianite - sphène - feldspath K -

(11) : SAE-204 - Paragenèse :

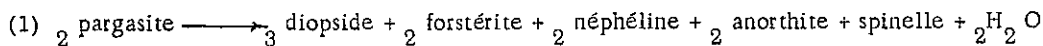
calcite + forstérite + pargasite + augite + spinelle + phlogopite.

(12) : SAE-221 : Paragenèse :

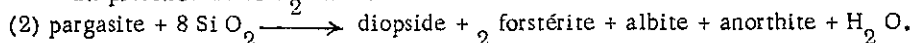
wollastonite + diopside + sphène + feldspath K + calcite + prehnite.

Les conditions de stabilité de la pargasite ont été étudiées par BOYD (1956, in DEER et al., 1963). Cet auteur a démontré (voir fig. 22) que vers 1 030° C. et sous une Pf = 800 bars, la pargasite donnait par fusion incongruente un diopside alumineux + forstérite + spinelle. Si Pf = 800 bars la décomposition de la pargasite donne : diopside alumineux + forstérite + néphéline + spinelle + anorthite.

Les réactions sont les suivantes :



En présence de Si O₂ on a :



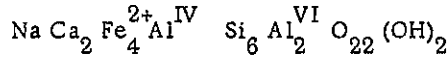
BOYD observe également qu'en présence de Si O₂ une température supérieure à 900° C et une pression de 1 Kb sont nécessaires pour obtenir la réaction (2). Si la température est inférieure à 900° C une amphibole plus proche de la trémolite est formée.

De même la réaction (1) donnera la pargasite sous une pression de 1 Kb à une température supérieure à 1 040° C.

Ainsi la pargasite apparaît être beaucoup plus longtemps stable dans les milieux sous-saturés en SiO_2 , comme peuvent l'être les calcaires, même siliceux, que dans les milieux riches en silice.

La teneur en fer et son état d'oxydation dans la pargasite jouent également un rôle important dans sa stabilité : plus la pargasite est ferrifère, plus basse sera sa température de déstabilisation.

GILBERT (1966, voir fig. 23) a noté que pour une ferropargasite de formule suivante :



sous une pression de 1 Kb, la température de déstabilisation était seulement de 800°C , et donnait les produits suivants :

hercynite + hédénbergite alumineuse + plagioclase + néphéline + fayalite.

GILBERT observe aussi qu'en fonction des "buffers" en présence lors des réactions, la température peut être abaissée jusqu'à 500°C . Cela signifie que la déstabilisation de la ferropargasite est sous la dépendance de la fugacité de l'oxygène dans les fluides : plus cette fugacité est grande, plus facile est la désintégration.

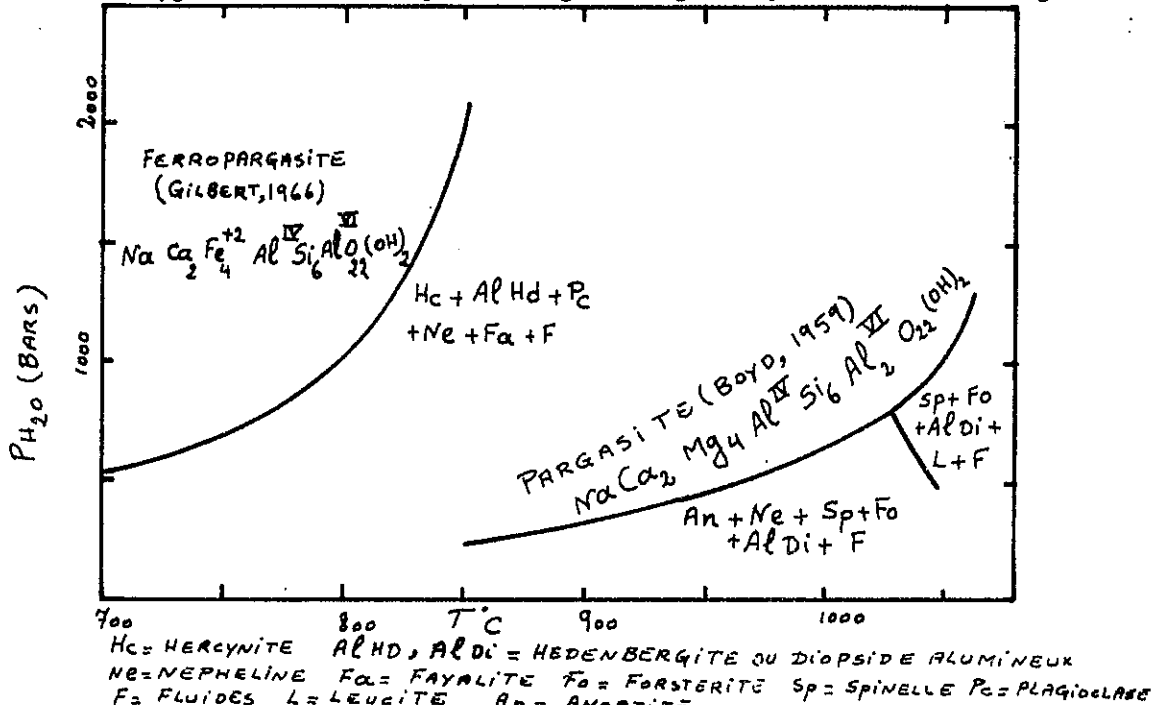
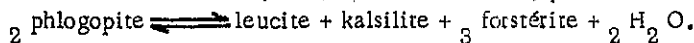


Fig. 23 - Domaine de stabilité de la ferropargasite (d'après GILBERT, 1966) et de la pargasite (d'après BOYD, 1959) -

Nous savons qu'ici on a affaire à une ferropargasite. Nous pouvons admettre que le Fe_2O_3 en excès par rapport au FeO est dû aux conditions oxydantes du milieu où se développe le métamorphisme (voir précédemment). Ainsi la pargasite des marbres d'Abshur, avec une substitution considérable de Mg par Fe^{2+} , et sa teneur très forte en Fe^{3+} , se situe entre les pargasite-ferropargasite. Son domaine de stabilité est donc sûrement supérieur à celui de la ferropargasite et inférieur à celui de la pargasite pure. Ainsi peut-on fixer la pression fluide à 1 Kb et la température entre 800 et 1040°C .

Il faut cependant se demander, comment, dans notre cas, se présentent les produits de désintégration comme la néphéline et les matériaux potassiques. Or, si l'on calcule à partir de l'analyse chimique de notre pargasite une norme virtuelle comme pour le cas d'une roche magmatique, on s'aperçoit qu'il est possible d'obtenir 11,08 % de néphéline pseudo-normative et 4,80 % de leucite. De tels minéraux n'existent pas dans nos roches, mais nous avons noté la présence de phlogopite qui se développe aux dépens des spinelles et de l'olivine. Il y a donc de fortes chances pour que le potassium, dispersé dans la phase fluide, réagisse avec l'olivine selon le modèle suivant cité par YODER et EUGSTER (1954, in TURNER, 1968) pour donner le phlogopite =

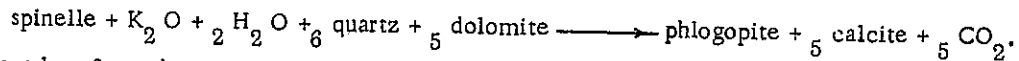


Nous pouvons donc conclure indirectement que les conditions de métamorphisme qui affecte les roches carbonatées ne dépassent pas 1020°C sous 1 Kb, si l'on se rapporte à la courbe de stabilité de la phlogopite pure donnée par YODER et EUGSTER (1954, in TURNER, 1968).

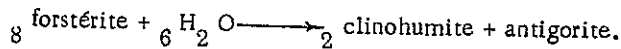
Par ailleurs, si nous n'avons jamais rencontré de néphéline + plagioclase dans nos roches, il y existe de l'albite. Il semble vraisemblable d'admettre que par réaction du CO_2 sur l'anorthite (pseudonorme de la pargasite) se produit de la calcite avec libération d' Al_2O_3 , fixée par le diopside alumineux, et de SiO_2 , fixée par la néphéline pour donner de l'albite. Cette hypothèse n'est pas prouvée et mériterait une étude plus détaillée dans cet ensemble de roches carbonatées.

2 - Les relations phlogopite - spinelle/ clinohumite - olivine - serpentine

On a noté que la phlogopite peut se développer à partir du spinelle (reliques de spinelle dans les cristaux de phlogopite) et nous avons vu que la potasse de la pargasite pouvait être libérée pour réagir avec l'olivine et donner la phlogopite. Il est probable que la réaction peut également se produire avec le spinelle suivant le schéma :



C'est dans la même phase que l'olivine se transforme en clinohumite et serpentine, selon une réaction du type :



Cette formation de la phlogopite et de la clinohumite a lieu au cours d'un stade de recristallisation où l'activité des fluides est intense. C'est sans doute durant la même période que se crée la vésuvianite des paragenèses des échantillons SAB-66.

3 - La sanidine de HT et ses relations avec la scapolite

La roche qui contient la sanidine était vraisemblablement une marne gypsifère. En suivant A. HOUCHMAND-ZADEH (1969) nous pouvons admettre que l'association sanidine + scapolite est due aux facteurs suivants :

- richesse du milieu en CO_2 et SO_2 , ce qui accroît le rapport $\text{CO}_2/\text{H}_2\text{O}$, abaisse le pH et par conséquent augmente la valeur du rapport K^+/H^+ (HEMLEY, 1959). Ainsi peut-il y avoir stabilité du feldspath potassique à côté de la scapolite;

- la formation de scapolite est de son côté sous la dépendance de la pression des gaz dans la phase fluide, où nous avons admis qu'elle était élevée;

- enfin, les températures que nous fixons pour nos réactions (voir ci-dessus) sont supérieures à 700°C . Cela abaisse le pH et contribue à rendre stable la sanidine de H T par abaissement corrélatif du rapport K^+/H^+ .

e) - Les roches pélitiques

e-1 - Généralités

Ces faciès ne sont pas fréquents dans les complexes d'Abshur - Sargaz, et ils sont bien plus rarement aux abords du contact avec les ultrabasites que les marbres et amphibolites.

Ce sont des roches qui se rencontrent en intercalations de 1 à 2 m, rarement plus épaisses, dans les roches carbonatées.

A Kuh-e-Gishou existe une zone où les gabbros et pyrénéolites sont en contact avec des faciès pélitiques. Dans les micaschistes et gneiss les microstructures sont très nettes et ont été conservées après les phénomènes thermiques dus au contact. Dans tout le gisement les linéations E-W de la phase M_1D_1 , sont en particulier très bien préservées. La phase de contact M_3 a néanmoins transformé les micaschistes à grenats classiques du complexe d'Abshur en cornéennes.

e-2 - Minéralogie

Les minéraux que l'on rencontre actuellement dans ces faciès pélitiques polymétamorphiques, sont les suivants :

- 1) - quartz - Il est assez abondant sous deux formes :
 - . dans la masse des roches en petits grains,
 - . dans les filonnets et lentilles de mobilisation.

2 - Feldspaths

Les feldspaths potassiques sont représentés par la microp Perthite, rarement la sanidine (?) :

$$2V_x = 60^\circ.$$

Les plagioclases sont bien maclés albite et péricline. Ils appartiennent au domaine de l'oligoclase-andésine An_{33} : $n'_x = 1,544$.

3 - Grenats. Ce minéral a été extrait et trié. Ainsi a-t-on pu déterminer la dimension de sa maille : $a = 11,52 \text{ \AA}$ et mesurer l'indice de réfraction : $n = 1,805 \pm 0,003$. Ces caractères correspondent selon WINCHELL (1958) à un grenat de composition : $P_{y20}, Alm_{75}, Gr_1, And_1, Sp_3$.

4 - Cordiérite. Se présente généralement en cristaux xénomorphes, à macles polysynthétiques, altérés en séricite, plus rarement en pinnite. Elle est incolore, à inclusions de sillimanite, hercynite, magnétite et quartz.

Il s'agit d'une variété de haute température, vérifiée aux rayons X.

5 - Disthène - sillimanite - andalousite. Ces trois silicates d'alumine sont présents en quantité mineure.

6 - Spinelles (s. lato). Ils se présentent sous forme de petites gouttes associées à la sillimanite - cordiérite - andalousite. Sa couleur est vert foncé, parfois presque opaque. Souvent intimement associé à la magnétite, il s'agit sans doute d'hercynite.

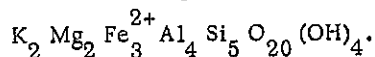
7 - Biotite. Le mica est très pléochroïque.

Z = jaune pâle,

X = Y = brun foncé

$$N_y = 1,637.$$

Selon EUGSTER et WONES (1958, in DEER et al., 1963) ces caractères sont ceux d'une biotite à 43 % de phlogopite et 57 % d'annite selon le joint annite - phlogopite. Cela doit correspondre (HEINRICH, 1946 in DEER et al., 1963) à une teneur en $FeO + 2(Fe_2O_3 + TiO_2)$ voisine de 27 %. Cela souligne bien la richesse en annite de cette biotite et sa formule idéale peut être écrite :



8 - Magnétite - ilménite - hématite. Ces minéraux opaques ont été séparés et triés, ce qui a permis de montrer que dans cet ensemble la magnétite constitue la phase majeure et que l'hématite et l'ilménite sont en faible quantité.

9 - Rutile. Il est présent sous forme de fibres de sagénite dans la biotite.

10 - Tourmaline. Elle est jaune, pléochroïque, automorphe, mais peu abondante.

11 - Apatite. C'est un minéral rare.

e-3 - Pétrographie

Les roches pélitiques se présentent aux abords des intrusions sous des faciès sombres et massifs, lardés de rubanements et bandes de matériel quartzo-feldspathique. Ce dernier est un mobilisat. La linéation E-W se manifeste par les alignements d'amas biotitiques et parfois, mais rarement, sous forme de charnières de plis couchés, qui sont les plis de la phase $M_1 D_1$.

Au microscope il est possible de retrouver la foliation ancienne, soulignée par les micas dont la disposition est plus ou moins conservée. La structure porphyroblastique originelle est encore visible, et les porphyroblastes de grenat sont remplacés par des amas de cordiérite + biotite qui gardent la place de l'ancien grenat (voir fig. 24). Par ailleurs, le grain n'est pas homogène, car il y a de place en place des concentrations de quartz.

Le disthène constitue des reliques et il est remplacé par cordiérite et biotite ou par andalousite et sillimanite.

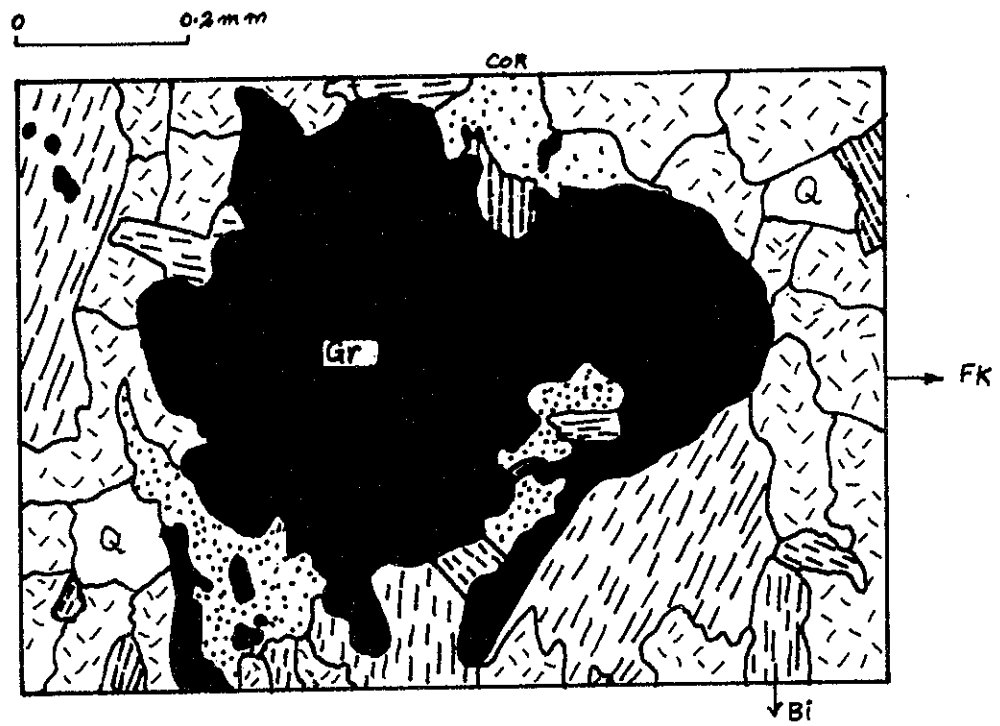


Figure 24 - Déstabilisation du grenat en biotite + cordiérite

- cor : cordiérite
- gr : grenat
- bi : biotite
- Q : quartz
- FK : feldspath potassique

Une structure très caractéristique de ces faciès est la présence de taches qui présentent certains caractères remarquables. Elles ne possèdent pas de biotite ; elles contiennent toujours une association complexe à sillimanite + hercynite + hématite + ilménite + cordiérite + feldspath K + quartz, ainsi que, plus rarement, disthène ; leur bordure (qui les limite du reste de la roche riche en biotite) est constituée par de la cordiérite ; elles possèdent souvent une zonation minéralogique ; le cœur de la tache présente du disthène ou de l'andalousite enveloppé par une zone à sillimanite (voir fig. 25).

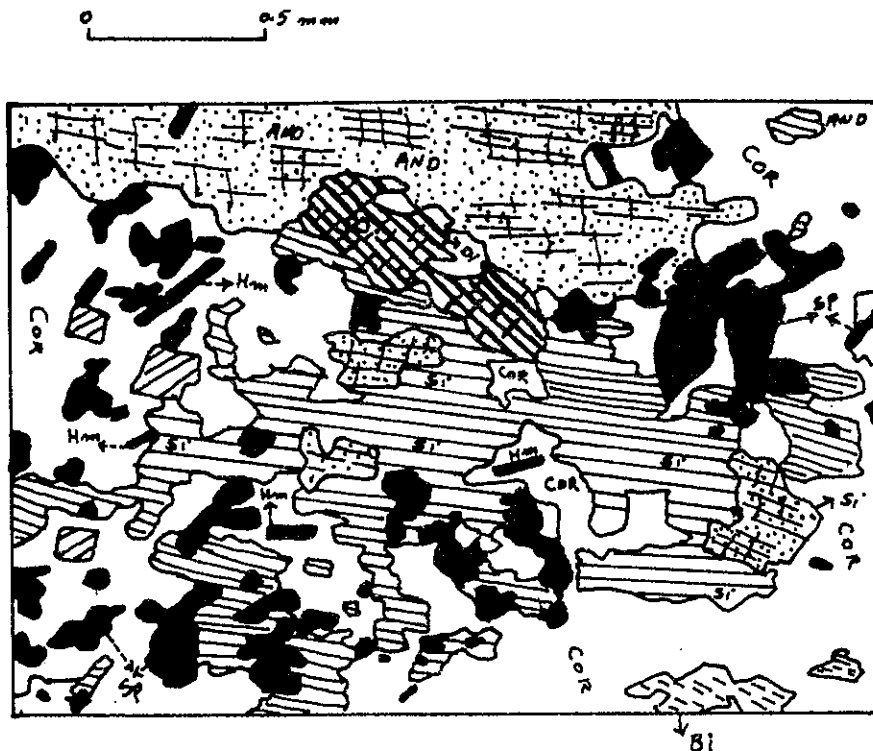


Fig. 25 - Relation entre sillimanite - andalousite et disthène dans les taches riches en cordiérite des roches pélitiques. cor : cordiérite ; di : disthène ; si : sillimanite ; and : andalousite ; sp : spinelle ; Hm : hématite ; Bi : biotite.

e-4-Chimisme des roches pélitiques

Une analyse a été effectuée dans ces roches. Le tableau suivant en donne les résultats que nous discuterons plus loin.

Tableau n° 8 - Analyse chimique de cornéenne à cordiérite et sillimanite

	13
Si O ₂	54.95
Al ₂ O ₃	20.15
Fe ₂ O ₃	2.15
Fe O	6.35
Mg O	4.45
Ca O	1.85
Na ₂ O	2.20
K ₂ O	4.00
Ti O ₂	1.10
P ₂ O ₅	0.20
Mn O	0.30
H ₂ O ⁺	1.45
H ₂ O ⁻	0.10
Total	99.25

Paragenèse :

(13) = quartz + biotite + feldspath K + oligoclase + cordiérite + sillimanite + disthène + andalousite + hercynite + magnétite + hématite + ilménite + grenat + rutile + apatite + tourmaline.

e-5 - Pétrogenèse

Nous nous proposons de discuter ici quelques problèmes spécifiques aux roches pélitiques, qui apportent des éléments pour comprendre les conditions du métamorphisme M_3 .

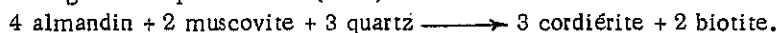
e-5-1 - Problème du grenat

Il y a plusieurs années que l'on a discuté la présence du grenat almandin sous forme stable dans les auréoles de contact thermique. Sa présence est très rare dans de telles conditions. ESKOLA (1914) propose l'existence d'une composition globale particulière des roches qui pourraient en contenir sous forme stable en présence de biotite, cordiérite et anthophyllite. C'est une interprétation semblable qui est adoptée par SEKI (1957) et WILLEMSE (1937). Par contre, HARKER (1939) admet que ce sont des conditions thermodynamiques particulières qui sont responsables du développement du grenat dans le métamorphisme de contact thermique.

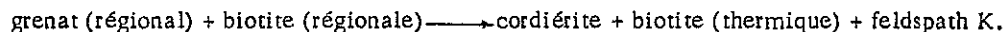
CHINNER (1962) a tranché en indiquant qu'effectivement les conditions de pression et température étaient un facteur indirect de la cristallisation du grenat, mais que la composition globale de la roche était plus importante. Cet auteur constate que dans les contacts thermiques de Glen Clova Muich des Scottish Grampians en Angleterre il existe des grenats de métamorphisme régional qui ont été déstabilisés dans les conditions du contact thermique.

Il semble que ce soit exactement le cas dans notre région, et que le grenat n'est pas stable en présence de biotite et cordiérite, mais que le grenat est à l'état de relique. Notre problème est de comprendre comment se fait la transformation. Il faut rappeler que dans les micaschistes de Sargaz-Abshur le grenat est en association stable avec la muscovite. Or, près du contact la muscovite est pratiquement absente (voir échantillon SAE-394, le tableau d'analyse n° 8 et la paragenèse correspondante).

Si avec ces données chimiques on construit le diagramme A'KF on s'aperçoit que pour cette roche le grenat est incompatible avec la paragenèse biotite + cordiérite + feldspath K. Le grenat s'est donc transformé selon la réaction, admise également par HARKER (1939):



Pour CHINNER (1962) dans l'auréole thermique de LOCHANGAR, le grenat ancien (de métamorphisme général) a été transformé selon la réaction :



Dans notre région il semble que la première réaction, citée par HARKER, soit plus acceptable, car nous n'avons jamais pu prouver l'existence de deux générations de biotite.

e-5-2 - Coexistence des trois silicates d'alumine : disthène, sillimanite, andalousite.

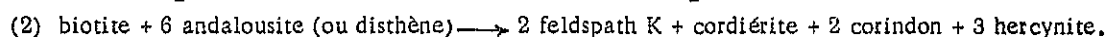
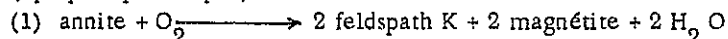
On peut se demander si la coexistence de ces trois polymorphes de $Al_2 Si O_5$ indique les conditions du point divariant (point triple).

Rappelons qu'à la base des complexes métamorphiques de Sargaz-Abshur, dans la région voisine de Deh Sard, les micaschistes et gneiss contiennent du disthène. Selon A. HOUCHMAND-ZADEH et M. BERBERIAN (comm. pers., voir plus haut) ce minéral appartient à une phase qui est tout à fait semblable à notre phase $M_1 - D_1$.

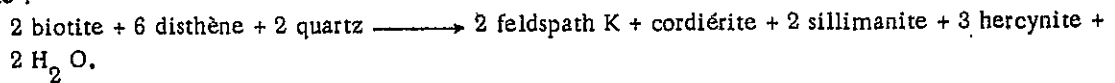
Ainsi le disthène, toujours transformé en andalousite, doit-il appartenir à cette phase précoce M_1 . Par ailleurs, nous avons déjà vu qu'après les phases de métamorphisme préliminaire intervenait un flux thermique important, responsable ailleurs de la cristallisation, avec déformations, de biotite, muscovite, hornblende brune et pargasite, tôt suivi par l'influence directe de l'intrusion des ultrabasites. Aussi est-il logique de penser que dans les roches pélitiques l'andalousite, qui suit le disthène, est née dans ces dernières phases où le flux thermique croît, comme doit l'être l'apparition de cordiérite et biotite qui occupent la même place que l'andalousite vis-à-vis du disthène.

La sillimanite, quant à elle, remplace soit l'andalousite, soit le disthène. Son développement est donc lié à une phase finale durant laquelle apparaît aussi l'hercynite et disparaît la biotite (voir la description des "taches" et de leurs associations).

Il semble que dans ces assemblages, l'existence de minéraux comme l'hercynite en présence de quartz est la conséquence de la disparition de la biotite. En effet, l'association hercynite + magnétite + cordiérite, développée aux dépens de la biotite a été signalée par TILLEY (1924) dans l'auréole thermique de Comrie. TURNER (1968) propose pour expliquer cette transformation, les réactions suivantes :



Dans la réaction (2) le corindon se forme en raison de la faible teneur en SiO_2 . Ici nous avons du quartz en excès et c'est pourquoi apparaît la sillimanite à sa place. Ainsi on peut modifier les réactions de TURNER de la façon suivante :



TURNER (1968) suggère que la déshydratation de la biotite est sous la dépendance d'un "buffer" interne, ici PO_2 . On peut se demander si ce phénomène n'est pas comparable à celui que nous avons adopté pour expliquer la désintégration de la hornblende. Il est en effet très possible que par chauffage la biotite, comme la hornblende, libère H^+ et conserve O_2 dans son réseau jusqu'à ce qu'il soit détruit. Ainsi, étant donné l'importance de K^+ dans un tel milieu, les températures très élevées et un rapport K^+/H^+ assez fort, le feldspath K reste stable dans la roche. Lorsque le réseau de la biotite est détruit O_2 est libéré qui est utilisé dans la formation de magnétite et d'hématite. En même temps se forment de la sillimanite et une nouvelle génération de cordiérite.

En résumé, on peut dire que les roches pélitiques ont subi l'évolution suivante :

- formation de grenat (pendant la phase M) et de disthène (pendant la phase M_1);
- formation de cordiérite + biotite et d'andalousite, peut-être de feldspath potassique avec disparition de muscovite et déstabilisation des grenats, lors de M_2 ;
- formation de sillimanite, de cordiérite de nouvelle génération, d'hercynite, de magnétite et d'hématite aux dépens des précédents minéraux et par disparition de la biotite et réaction avec le disthène, l'andalousite et le quartz lors de la phase M_3 .

Nous avons tenté de représenter cette évolution par une flèche sur le diagramme de la figure 26.

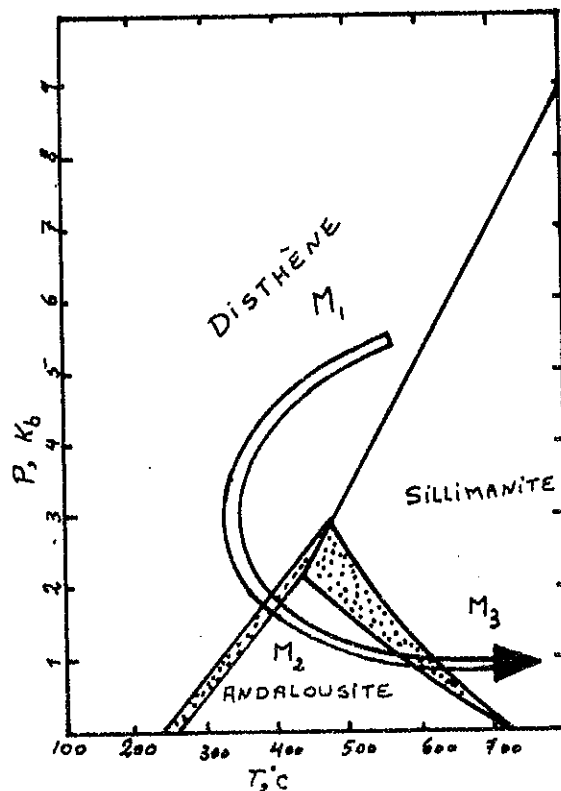


Fig. 26 - Evolution thermodynamique des phases M_1 , M_2 , M_3 , d'après des silicates d'alumine (d'après FYFE et al. 1966, in TURNER. 1968) -

f. - Conclusion à l'étude de la phase M₃ de métamorphisme thermique

f-1 - Faciès du métamorphisme de contact

+ Roches basiques

Ces roches possèdent une paragenèse à :

orthopyroxène + diopside augitique + labrador + magnétite
qui constitue le dernier assemblage minéral de la phase M₃.

Cela se traduit dans les différents faciès de roches en présence par :
amphibolites :

hornblende verte + hornblende brun verdâtre + andésine-labrador + rutile + magnétite + sphène
(SAB 1-229-62).

cornéennes basiques :

hypersthène + labrador + diopside augitique + hornblende brun foncé + hématite + ilménite +
spinnelle (SAB-58).

cornéennes ultrabasifiées :

bronzite + diopside augitique + hornblende brune + magnétite + hématite (SAB-63).
(voir diagramme, figure 27 a).

+ Roches carbonatées

Dans ces roches, quatre assemblages minéraux sont caractéristiques :

- 1) forstérite + diopside augitique + spinelle + phlogopite + clinohumite + calcite + sphène (SAE-199) ;
- 2) forstérite + spinelle + augite + calcite + pargasite + phlogopite (SAE-204) ;
- 3) calcite + diopside + wollastonite + grenat + vésuvianite + sphène + feldspath K (SAB-66) ;
- 4) wollastonite + diopside + feldspath K + calcite (rare et secondaire) + prehnite (rare et secondaire)
(SAB-221).

Ces paragenèses sont illustrées par les diagrammes figures (27 c, d, e).

+ Roches pélitiques

L'assemblage minéral type de ce faciès de roche est illustré par la paragenèse suivante (SAE-394) :

quartz + biotite + feldspath K + oligoclase + cordiérite + sillimanite + andalousite + hercynite +
magnétite + hématite + ilménite + apatite + disthène.

Le diagramme, fig. 27 b, situe cette paragenèse.

Si l'on compare les diagrammes cités plus haut avec les diagrammes références publiés, il est aisé de voir
que le métamorphisme de contact M₃ correspond au faciès de cornéennes à feldspath K et cordiérite de WINKLER
(1967), ou au faciès des cornéennes à pyroxène de TURNER (1968).

Le paroxysme de la phase M₃ s'est plus exactement produit dans le sous-faciès des cornéennes à orthopyroxène
du faciès des cornéennes à feldspath K et cordiérite (WINKLER, 1967).

f-2 - P - T - X du métamorphisme de contact

D'après les différentes discussions présentées plus haut il est possible de préciser les conditions de température
et de pression de cette phase de métamorphisme, en particulier grâce aux repères donnés par la transformation des
amphiboles.

En se référant aux travaux de YODER et TILLEY (1962)

P = comprise entre 900 et 1 500 bars,

T = entre 900 et 970° C,

avec une pression des fluides qui n'est pas inférieure à P_f = 900 bars.

En se référant aux données de OVCHINNIKOV et al. (1955) et de WITTELS (1964)

T = comprise entre 950 et 1 100° C

En utilisant les courbes de stabilité de la pargasite

P = 1 000 bars

T = comprise entre 800 et 1 040° C

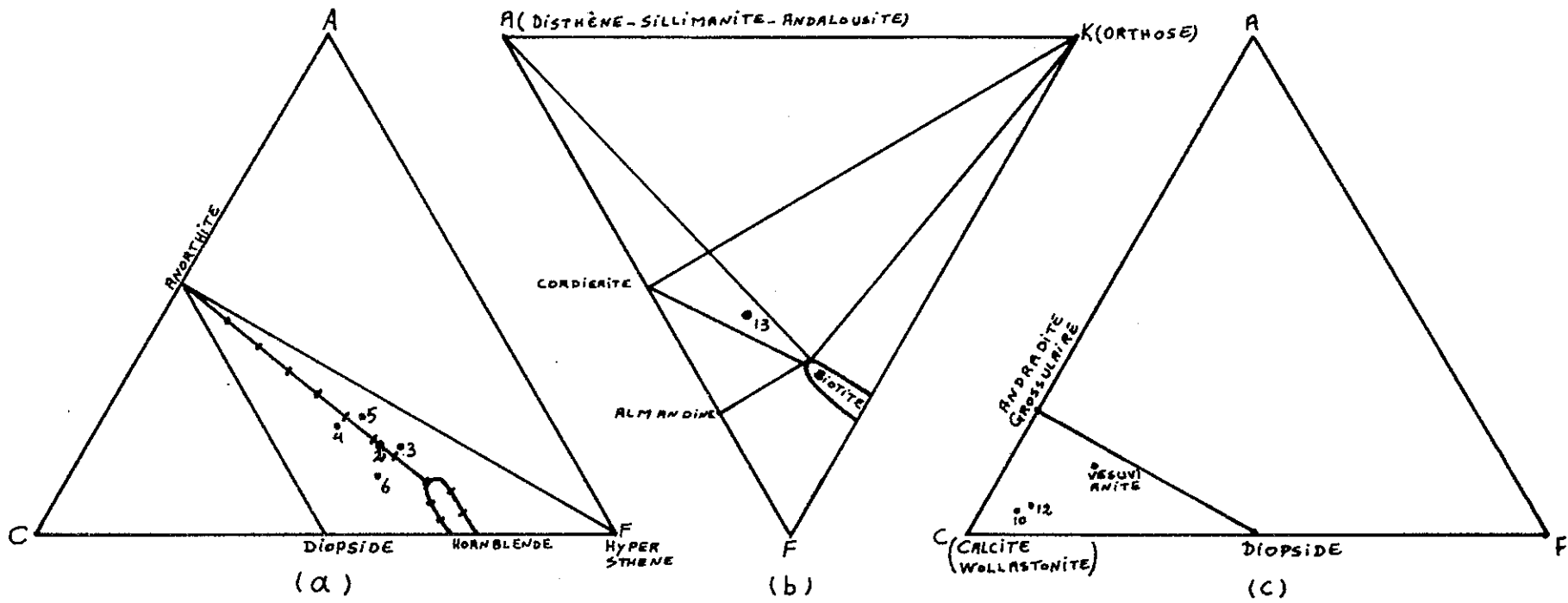
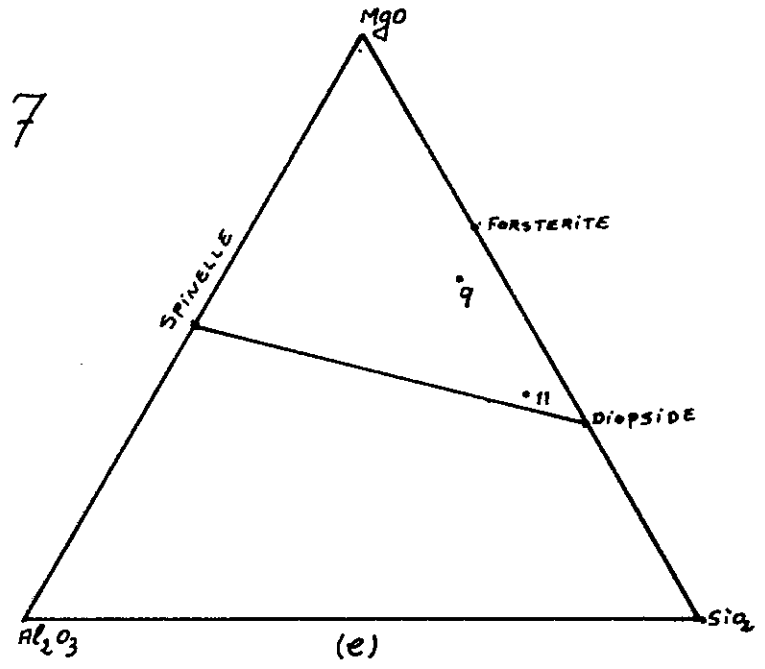
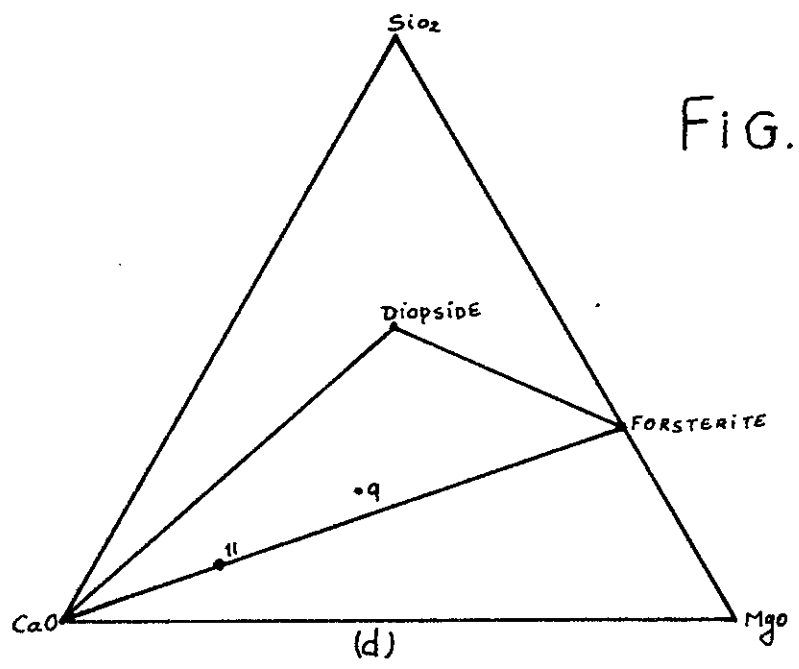


FIG.27



Mais par ailleurs, du fait que l'orthopyroxène contient des lamelles d'exsolution d'augite, on peut dire avec BOYD et al. (1964) que la température finale de cristallisation était inférieure à 985° C. Ainsi la température serait fixée entre 800 et 985°.

Les précédentes études sur les contacts thermiques d'ultrabasites fondées sur l'examen de la décomposition de la hornblende en orthopyroxène + olivine + clinopyroxène + plagioclase, fixent une température de métamorphisme voisine de 1000° C. D'après GREEN, en Cornouailles, in WYLLIE, 1967).

Les chiffres précédemment avancés et qui divergent un peu, ne nous permettent pas de donner avec précision une valeur pour la température de M_3 . Cependant nous choisirons une valeur moyenne comprise entre 900 et 950° C.

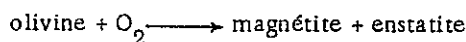
Cette température explique la présence de sanidine de H T qui est caractéristique du faciès sanidinite (SEARLE, 1962), ce qui permet de comprendre l'apparition d'augite dans les calcaires.

Quant à la pression nous avons vu qu'elle est sûrement inférieure à 3 Kb puisqu'il y a transformation du disthène en andalousite et de celle-ci en sillimanite. En ce qui concerne la pression des fluides, elle a certainement dépassé, au moins par endroits, 1 Kb. En effet, il y a formation et cristallisation de pseudogabbro à hornblende brune et andésine aux dépens des amphibolites. Mais cette Pf devait certainement varier au long du contact. Nous admettons que dans la plupart des cas elle était comprise entre 1000 et 1 500 bars et pouvait localement atteindre 2,5 à 3 Kb.

Mais pression et température n'ont pas été seules à jouer un rôle dans ces recristallisations de la phase M_3 ; la fugacité de l'oxygène (f_{O_2}) a également une grande influence.

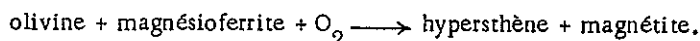
Le milieu du contact des ultrabasites est en effet un milieu oxydant et nous pensons l'avoir démontré plus haut. Il en existe aussi un autre indice dans le fait que dans les processus de recristallisation des roches basiques (amphibolites, etc.) on devrait voir apparaître de l'olivine, ainsi que la norme calculée à partir de l'analyse chimique *en* indique la possibilité. Or, il n'en a pas été rencontré dans ce type de roches.

Selon MUIR et al. (1957, in YODER et TILLEY, 1962) cela serait dû à la présence d'oxygène. On a en effet la réaction suivante :



Or nous avons bien, dans nos amphibolites en cours de transformation, une cristallisation simultanée de magnétite et d'orthopyroxène (voir plus haut).

YODER et TILLEY (1962) citent également la formation d'hypersthène dans les mêmes conditions oxydantes, à partir d'olivine. La réaction citée est :



Au total, il semble indubitable que dans les transformations dues à l'intrusion des ultrabasites le rôle de l'oxygène ait été primordial, spécialement dans l'évolution des recristallisations du matériel ancien d'origine basaltique (amphibolites et faciès associés rassemblés sous le nom de "roches basiques").

B. - LES ROCHES INTRUSIVES

B-1 - Introduction

Les roches intrusives de la zone de Sargaz-Abshur, qui sont constituées par une série de faciès basiques, ultrabasiques et acides, possèdent tous les caractères d'une intense ségrégation magmatique à partir d'un matériel basaltique. En effet la suite complète de cette série va de la dunite au granite.

Notre étude a montré qu'il s'agissait d'un bel exemple de différenciation par cristallisation fractionnée du magma. Dès l'examen de terrain on peut d'ailleurs constater qu'il s'agit d'une intrusion stratifiée dont la structure est comparable aux exemples classiques du Skaergaard, du Bushveld ou de Stillwater (WAGER et BROWN, 1968). A notre connaissance le complexe intrusif de Sargaz-Abshur est le second au monde à présenter une séquence complète de différenciation magmatique. Le seul jusqu'ici décrit est en effet celui du Bushveld.

Notre propos sera ici de présenter les caractères géologiques généraux de ce complexe, son schéma évolutif avec différenciation grâce aux caractères pétrographiques que nous décrirons. Notre conclusion nous amènera à discuter de la pétrogenèse d'un tel massif et de l'identité du magma originel. Cependant il faut immédiatement souligner que faute de moyens suffisants nous n'avons pu disposer que d'un faible nombre d'analyses chimiques pour étayer notre étude. Des analyses des minéraux index, comme les clinopyroxènes, typiques des magmas basaltiques, ainsi que des faciès de bordures des intrusions ("chilled margins"), nous font en particulier défaut et cette absence ne nous permet pas de préciser avec détail l'évolution du complexe. Ce n'était d'ailleurs pas le but de ce travail qui constituera un préliminaire à une éventuelle étude pétrologique plus poussée sur ce bel exemple digne de devenir classique. Afin d'étayer nos raisonnements nous avons cependant tenté de calculer ou d'apprécier les compositions des minéraux constituants, à partir des données optiques ou radio-cristallographiques.

Dans cette étude nous serons contraint d'user du vocabulaire défini pour ce type de roches par WAGER et BROWN (1968) et maintenant universellement accepté. Il est donc nécessaire à la fois de préciser l'acception dans laquelle nous utiliserons les définitions de ces auteurs (en général nous ne traduirons pas les mots anglais préconisés par eux, mais il nous faut en donner la signification), et de donner ainsi une idée des théories émises pour expliquer l'évolution des complexes basiques stratifiés.

Structures de terrain (se reporter en tous cas à WAGER et BROWN, 1968).

Layering = phénomène magmatique et caractère textural planaire de la roche. Cela est lié à des causes physiques de type gravitaire et à des causes chimiques de fractionnement magmatique. Le terme sera employé pour les roches plutoniques de préférence aux presque-synonymes "stratification" ou "bedding", pour marquer le dépôt successif de lits de composition chimique variable. Le terme général de "banding" ne sera pas non plus employé, pour éviter la confusion avec le "rubanement" des rhyolites qui est dû à un fluage, ou avec celui des gneiss, à lier avec des déformations tectoniques syncristallines. Au total le layering désignera une structure de roche plutonique dont les matériaux se superposent par dépôt dans une chambre magmatique au cours d'une cristallisation fractionnée.

Rhythmic layering, ou "physical layering". Ce terme rend compte des différentes proportions des différents constituants de la roche dans des horizons voisins. Cela peut être aussi une différence dans la taille des minéraux ou la texture des composants de deux horizons. Ainsi en est-il d'une alternance de niveaux riches et pauvres en un minéral donné. Sur le terrain le "rhythmic layering" est très évident.

Cryptic layering. Ce type de texture est difficile à reconnaître sur le terrain car elle rend compte des différences chimiques entre niveaux, discernables par les variations minéralogiques des séries en solution solide. Par exemple un horizon donné peut être constitué par des plagioclases dont la composition est plus riche en anorthite vers le bas et plus riche en albite vers le haut. Ce type de texture est une excellente indication du caractère de haute température d'une collection de minéraux située au bas d'un horizon et d'un caractère de plus basse température pour ceux situés en haut de cet horizon.

Le départ ou l'introduction d'un minéral cumulus particulier peut également être la raison du "cryptic layering".

Au total le cryptic layering se manifeste de deux façons essentielles :

- par la variation minéralogique des séries en solution solide ;
- par l'apparition ou la disparition brutale d'un minéral "cumulus" dans les niveaux particuliers de la succession des roches rubanées "phase layering" de HESS, 1960.

- Structures microscopiques

Toujours selon WAGER et BROWN, toutes les roches possédant un "layering" se sont produites par différenciation du magma basaltique en cours de cristallisation fractionnée. Les premiers cristallats sont dits "primocrysts". Ceux-ci, par gravité, s'accumulent au fond de la chambre magmatique et pour rendre compte de cette idée d'accumulation on les nomme "cumulus crystals". Ces "cumulus" se concentrant en différentes proportions entraînent ainsi l'apparition du "layering" des roches plutoniques.

Les "cumulats" sont aussi des roches formées par accumulation de cristaux sous l'action de la gravité (JACKSON, in WYLLIE, 1967). On a pris l'habitude d'ajouter à ce terme un nom de minéral pour mieux qualifier la roche qui apparaît de cette façon et qui désigne le caractère des "cumulus crystals". Ainsi un "olivine cumulat" désigne une roche essentiellement composée de cristaux d'olivine ("cumulus crystals"). Ensuite par ordre de quantité des minéraux en présence, on pourra désigner les autres cristaux : Un "olivine-orthopyroxène cumulat" (harzburgite). Ainsi au lieu d'un terme descriptif on nommera les roches de façon génétique en tenant compte de la suite des cristallisations et de la proportion des "cumulus".

Par une simple expérience statistique on a pu montrer que les cristaux "cumulus" ne pouvaient pas dépasser 65 % du volume total. Ainsi au cours de la cristallisation, les interstices entre les premiers cristaux formés, soit 35 %, seront remplis par un liquide résiduel dit "intercumulus". Par extension les cristaux qui apparaîtront par la suite à partir de ce liquide résiduel seront dits "intercumulus crystals".

La manière selon laquelle "l'intercumulus" cristallise est très importante dans la pétrogenèse des roches rubanées. Selon WAGER et BROWN (1968), si le liquide "intercumulus" est emprisonné entre les cristaux "cumulus" et que la connexion entre ce liquide et la masse magmatique en voie de différenciation est coupée par suite du dépôt rapide et de l'empilement épais des cristaux "cumulus", il cristallise en un produit dont la composition est exactement égale à la composition du liquide au moment où il a été emprisonné. Par cristallisation complète de ce liquide dans un large intervalle de températures on obtient des roches diverses dont la composition dépend du magma emprisonné et des "cumulus" locaux ; le résultat de cette cristallisation est appelé "orthocumulat". Dans ce processus il n'y a aucun échange entre le liquide de "l'intercumulus" et la masse du magma. Il est possible que le liquide "intercumulus" réagit ou non avec les "cumulus". S'il réagit, le résultat de la cristallisation sera constitué par les cristaux "cumulus" entourés de zones successives cristallisées en accord avec l'abaissement de température. Ce processus ne rend pas compte de l'existence des roches monominérales telles que la dunite ; il faut donc envisager une autre possibilité.

HESS (1939) a pensé que les roches monominérales ne peuvent pas être considérées comme résultant d'une simple cristallisation successive de "cumulus" et "d'intercumulus". Il suggère que les "cumulus", après la précipitation, commencent à croître en utilisant une partie du liquide "intercumulus" ainsi qu'une partie du matériel qui avait diffusé à partir de la masse initiale de magma et qui était entré dans le liquide "intercumulus".

Le résultat en est l'accroissement du "cumulus" ; par conséquent le liquide "intercumulus" sera mécaniquement repoussé vers la masse initiale. Si le processus se poursuit jusqu'à l'achèvement, le résultat en sera une mosaïque de minéraux sans zonation ; et puisqu'il n'y a pas de zonation minérale, la croissance des "cumulus" a donc dû se faire à la même température que la naissance du "cumulus". Ce processus est appliqué par WAGER et BROWN (1968) qui l'appellent "adcumulus process" et les roches ainsi développées sont nommées par les mêmes auteurs "adcumulats". Bien entendu dans ces phénomènes il y a toutes les transitions entre "orthocumulats" et "adcumulats", c'est-à-dire, que par accroissement des "cumulus" la quantité de liquide emprisonné décroît, mais il en reste éventuellement dans les pores ou interstices ; celui-ci cristallise de la même manière que celle que nous venons de décrire pour les "orthocumulats". Les roches ainsi cristallisées, qui ont d'une part les structures des "orthocumulats" et d'autre part les structures des "adcumulats", sont appelées par WAGER et BROWN "mésocumulats". Dans les "mésocumulats" le processus "d'adcumulus" est suivi par le processus "d'orthocumulus" à un degré moindre.

Il arrive très souvent dans les "adcumulats" que, par échange entre le liquide "intercumulus" et le magma, certains minéraux commencent à se nucléer dans "l'intercumulus". Ces minéraux ne sont pas la phase "cumulus", mais ils sont présents comme "cumulus" dans les niveaux voisins.

De la croissance de ces minéraux par le processus "d'adcumulus" résultent des roches où se trouvent d'une part les cristaux "cumulus" et d'autre part les associations poecilites de minéraux : il se forme ainsi, par exemple, un "cumulus" à olivine, puis des noyaux de plagioclase et de clinopyroxène commencent à apparaître dans "l'intercumulus" ; ces noyaux croissent selon le processus "d'adcumulus" et, puisqu'ils croissent simultanément, ils prennent un aspect poecilite. Ces types de roches sont appelés par WAGER et BROWN "hétéradcumulats".

Enfin, s'il arrive un moment où le courant de convection s'arrête et la chambre magmatique devient stagnante, les "cumulus" s'accroissent dans le sens ascendant (vers le haut de la chambre magmatique) et il en résulte des cristaux "cumulus" allongés parce qu'ils ont poussé sur un tapis, ou sur une couche de "cumulats" préexistants. Ils sont nommés par WAGER et BROWN (1968) "crescumulats".

En suivant les principes ainsi résumés nous devons donc prendre garde à la nature des cristaux "cumulus" et du matériel "intercumulus", ainsi qu'à la façon selon laquelle la cristallisation s'est déroulée. Nous souhaitons ainsi montrer plus aisément comment les "orthocumulats", "mésocumulats", "adcumulats" et "hétérocumulats" se sont formés par interaction entre le matériel "intercumulus" et le magma lui-même.

B-2 - Présentation générale du complexe intrusif

a) - Formes et dimensions du complexe

Le complexe intrusif de Kuh-e-Sorkh - Sikhoran (que nous désignerons sous le nom de complexe de Sikhoran) est une masse intrusive qui couvre une grande région comprise entre la grande faille d'Ashin, Sikhoran et l'entrée de la vallée d'Abshur. Il est probable qu'elle sert de soubassement à toute la zone du "coloured mélange" de Siah Kuh et Sheikhal (voir carte) (fig. 3).

Entre Sikhoran et Ashin cette masse occupe environ 150 à 200 km². Un complexe intrusif du même genre se trouve au Nord de Siah Kuh. La proportion des roches acides y est beaucoup plus grande que dans la masse de Sikhoran. Elle couvre environ 40 km².

Dans bien des cas les contacts de la masse intrusive avec les métamorphites de Sargaz-Abshur sont tectonisés. En particulier les limites nord et est ne sont jamais normales : il y a une faille entre la dunite de Kuh-e-Sorkh et les schistes métamorphiques du "coloured mélange". Par contre, au Sud de Sikhoran le contact est normal entre les ultrabasites et les marbres et amphibolites d'Abshur. En cet endroit il est incliné vers le Sud avec le même pendage que les métamorphites : c'est un contact intrusif concordant. Dans la même région, même lorsque le pendage du contact est plus fort, il est toujours concordant avec les métamorphites qui le surmontent.

A l'entrée de la vallée d'Abshur et tout au long d'une ligne allant du village d'Abshur jusqu'au Kuh-e-Gishu par Alizohram, il y a un contact non faillé et concordant avec l'encaissant. C'est dans ces régions que les effets du métamorphisme de contact ont été étudiés.

Le complexe intrusif a peut-être une forme de laccolithe, mais aucun argument définitif ne permet de l'assurer. Cependant les rapports avec l'encaissant sont les suivants :

1 - la masse intrusive est post-tectonique et est intervenue sur les métamorphites de Sargaz-Abshur après achèvement des déformations et du métamorphisme régional contemporain. Elle a certainement provoqué un basculement secondaire des roches déjà métamorphiques tout en les retransformant (M₃);

2 - les contacts du complexe intrusif sont parallèles à la direction générale des marbres et amphibolites d'Abshur. Cela ne permet pas de préciser la forme du complexe, d'autant plus qu'au Nord le contact a été tectonisé.

b) - Structure interne du complexe intrusif

Partout dans la masse intrusive le "Rhythmic layering" est très développé et bien visible. Dans les massifs ultrabasiques de dunite-harzburgite (Abdasht) ou de dunite (Kuh-e-Sorkh) le "layering" se manifeste par une différence de résistance à la serpentinitisation selon des niveaux répétés. Cela traduit une différence granulométrique des cristaux d'olivine beaucoup plus que leur faible variation de composition chimique d'un horizon à l'autre qui n'a pas une grande importance dans le "layering" (voir planche 7, fig. 1).

A Abdasht le "rhythmic layering" de la dunite-harzburgite est dû à l'alternance de niveaux de :

olivine-cumulats

olivine₉₀ - orthopyroxène₁₀ - "cumulats"

clinopyroxène - orthopyroxène "cumulats"

olivine₇₀ - orthopyroxène₃₀ "cumulats".

PLANCHE 7

Figure 1 - "Rythmic layering" dans le complexe dunitique de Kuh-e-Sorkh à 3 km du Sud du village Ashin -

Figure 2 - "Rythmic layering" dans le complexe pyroxénolitique de Sikhoran. Ici les bandes sombres indiquent les "clinopyroxène-olivine adcumulats" (pyroxénolites) alternant avec les bandes claires de "plagioclase-clinopyroxène adcumulat" (gabbros) -

Figure 3 - "Clinopyroxène-olivine adcumulat" (lentille sombre) dans un "plagioclase-clinopyroxène adcumulat"



Figure 1



Figure 2

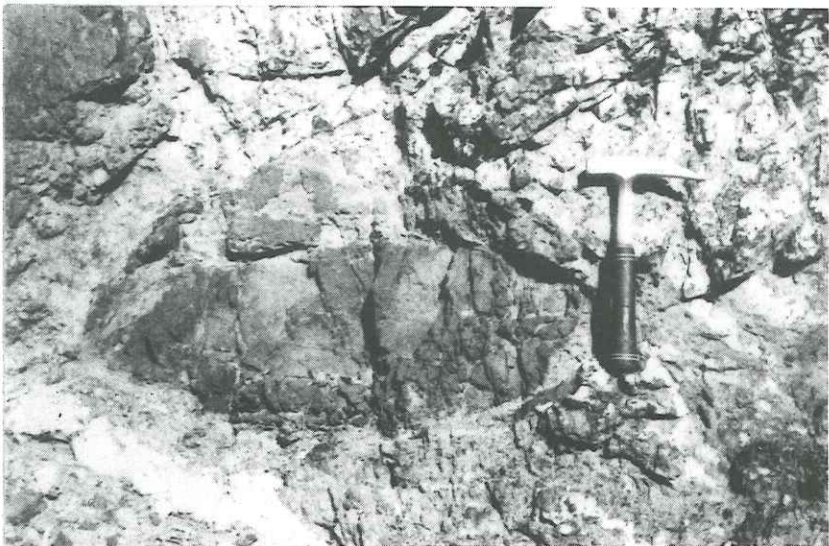


Figure 3

Dans ce gisement le "layering" est très fin et très souvent un "cryptic layering", dû à l'apparition ou au départ des orthopyroxènes s'y superpose.

Dans les chromite et dunite-chromite le "layering" se manifeste souvent par une alternance des niveaux riches en chromite et riches en olivine. Dans ce type de structure on note une diminution du pourcentage en chromite vers le haut des séquences (voir planche 8, fig. 1, 2, 3).

Dans les pyroxénites le "layering" rythmique et cryptique se manifeste par l'alternance des niveaux de clinopyroxène - orthopyroxène - olivine "cumulats" et de plagioclase - clinopyroxène "cumulats". Ce type de "layering" se rencontre dès la première apparition des plagioclases comme minéraux "cumulus". Cette structure est très visible dans la partie orientale de la plaine de Soghun (planche 7, fig. 2). En ce gisement le "cryptic layering" est marqué par la présence de plagioclase comme "intercumulus" des clinopyroxène - orthopyroxène - olivine "cumulats" et par son rôle de cristal "cumulus" dans les plagioclase-clinopyroxène "cumulats".

Dans les gabbros le "layering" est présent avec presque tous les caractères décrits par WAGER et BROWN (1968) dans le complexe du Skaergaard. Comme l'objet de notre étude n'est pas de détailler cette structure on pourra se reporter à ce travail où les caractères tout à fait identiques du "layering" des gabbros sont décrits.

c) - Classification des roches présentes dans le complexe intrusif

En raison de la complexité tectonique postérieure à la mise en place, il est impossible d'établir une séquence stratigraphique continue des différentes roches en présence, comme cela a pu être fait à Skaergaard, au Bushveld ou à Stillwater.

La base de la série des roches intrusives n'est pas connue à cause des accidents tectoniques, mais toutes les séquences ultérieures ont pu être retrouvées. Après un long travail de terrain on a pu définir 4 unités qui correspondent à un schéma évolutif de différenciation magmatique mais ne possédant cependant pas de zonation au sens exact décrit par JACKSON (in WYLLIE, 1967).

Ces unités ont été définies en utilisant la teneur des roches en minéraux felsiques, tels que les plagioclases. On a ainsi :

Unité "U" : ultrabasique. Elle est constituée par des chromite-olivine et olivine-chromite "cumulats" et des olivine-orthopyroxènes "cumulats". Les roches de cette unité sont des chromites, dunites à chromite, dunites, harzburgites, lherzolites, webstérites et wherlites, mais les dunites y sont en majorité.

Unité "P" : pyroxénolitique. Elle est également ultrabasique et constituée par des clinopyroxènes-orthopyroxènes-olivines "cumulats" avec plagioclase comme phase "intercumulus". Les pyroxénolites variées sont les roches les plus abondantes de cette unité. C'est là que l'on rencontre pour la première fois des plagioclases-clinopyroxènes "cumulats", stratifiés avec des clinopyroxènes "cumulats".

Les clinopyroxène-orthopyroxène-olivine "cumulats" ont parfois un faciès pegmatitique avec des cristaux de diallage très gros pouvant atteindre 20 cm. De même les plagioclase -clinopyroxène "cumulats" peuvent se présenter sous la forme pegmatitique. Ces deux types de pegmatites occupent une grande partie du complexe intrusif entre la vallée d'Abshur et Kuh-e-Gishon où ils sont intimement associés aux "layered gabbros". Souvent dans ce cas il est impossible de différencier l'unité "P" de la suivante.

Unité "Ga" : gabbroïque. Il s'agit d'un complexe de "layered gabbros" constitué par des plagioclase-clinopyroxène "cumulats" ; plagioclase - clinopyroxène - orthopyroxène "cumulats" ; plagioclase - olivine - orthopyroxène - clinopyroxène "cumulats" ; plagioclase - hypersthène "cumulats" (norite) ; gabbro à hornblende ; diabases à pigeonite qui constituent des "chilled margins" à texture granophyrique, et des roches gabbroïques à clinopyroxène - plagioclase - feldspath potassique - biotite et quartz.

Unité "G" : granitique. Unité composée de tonalites, granodiorites et très peu de granite granophyrique.

L'ordre de présentation de ces unités, de "U" à "G", respecte leur disposition stratigraphique, autant qu'on puisse en juger puisqu'il est impossible d'établir une séquence continue et totale.

Nous étudierons ces quatre unités en nous basant sur l'hypothèse de la cristallisation fractionnée en minéraux "cumulus" et "intercumulus". On les regroupera en trois grandes catégories par ordre de basicité décroissante.

- 1 - Unités ultrabasiques : U et P = ultrabasites
- 2 - Unités basiques = Ga = basites.
- 3 - Unité acide = G

d) - Âge du complexe intrusif

Nous avons vu, à plusieurs reprises, que les phénomènes de contact thermique sur les roches encaissantes du complexe de Sikhoran étaient postérieurs à la deuxième phase de déformation et de métamorphisme régional M_2-D_2 .

Nous avons également signalé que les sédiments du Jurassique inférieur recouvrent, en discordance, les roches acides (unité G) au Nord de Siah Kuh. Or, ces roches acides sont plus récentes que les basites et ultrabasites. Il est donc sûr que l'intrusion est antérieure au Jurassique inférieur.

Comme d'autre part le métamorphisme thermique qu'elle développe affecte les métamorphites de Sargaz-Abshur dont nous avons discuté l'âge paléozoïque (essentiellement dévonien), l'intrusion est postérieure au Dévonien. Ce sont là des faits géologiques incontestables.

Pour préciser l'âge de la mise en place du complexe de Sikhoran, il nous faut raisonner sur les différentes phases de métamorphisme mises en évidence précédemment. Il est sûr que les phénomènes thermiques dus à l'intrusion sont postérieurs à la phase M_1-D_1 (voir plus haut).

Or, nous avons vu que nous considérons cette phase comme postérieure au Permien supérieur, et peut-être antérieure au Trias moyen. La phase de métamorphisme thermique M_3 est précédée presque immédiatement par une phase syntectonique M_2-D_2 , mais la phase thermique est post-tectonique. Il semble donc que l'intrusion ait pu intervenir à partir du Trias moyen, en dégageant un flux thermique permettant d'abord la cristallo-genèse M_2 durant les dernières déformations tectoniques, et achevant sa cristallisation avant le Jurassique inférieur.

Des arguments plus lointains peuvent étayer cette datation. Dans la région de Sirjan une suite assez comparable de roches magmatiques sont intrusives dans des métamorphites en partie paléozoïques (et elles-mêmes comparables au complexe de Sargaz-Abshur) et y ont développé un métamorphisme de haute température dans le faciès des cornéennes à feldspath K et cordiérite.

Des galets de ces cornéennes ont été trouvés dans les conglomérats de base du Jurassique (SABZEHI et al., 1970). Dans la même région VALEH et ALAVI (comm. pers.) ont retrouvé les faciès à andalousite et sillimanite dans une série fossilifère datée du Permien supérieur, non loin du centre d'activité magmatique cité plus haut.

Toujours dans cette région de Sirjan, l'intrusion gabbroïque de la Kuh-e-Cheshmeh Anjir affecte les calcaires et greywackes du Permien (SABZEHI et al., 1970) et près de ce gisement le granite de Chah-e-Bazargan est recouvert en discordance par le Crétacé (Albo-Aptien) (ALAVI et ETMINAN, 1970).

Ces différents faits apportent ainsi des arguments à l'idée d'une importante activité magmatique régionale entre le Trias moyen et le Jurassique inférieur. C'est l'époque que nous choisissons pour la mise en place du complexe éruptif de Sikhoran. Cependant il serait souhaitable d'effectuer une étude plus approfondie de ce problème et de mettre en œuvre des mesures radiométriques de l'âge du complexe ultrabasique.

Pour étonnante que soit cette conclusion quant à l'âge de la mise en place des ultrabasites de notre région elle n'en est pas moins logique et ne doit pas être éloignée de la vérité. En effet, au long de la chaîne alpine-himalayenne les intrusions ultrabasiques triasiques ne sont pas inconnues. Dans les Saltrange du Pakistan par exemple, de telles intrusions ont été rencontrées (J. STÖCKLIN, comm. pers.).

B-3 - Pétrographie et pétrologie

a) - Pétrographie

Nous adopterons, ainsi que nous l'avons dit plus haut, pour cette description pétrographique des roches du complexe intrusif de Sikhoran, le découpage en trois grandes catégories : les ultrabasites, les basites et les roches acides.

a-1 - Les ultrabasites

a-1-1 - Chromitites et dunites

I. - Chromitites et dunites riches en chromite

Ces roches se rencontrent dans les parties inférieures du complexe intrusif, sous forme de roches rubanées ou possédant un "layering" à lentilles de "chromite léopard" (planche 8, fig. 1, 2, 3).

PLANCHE 8

Figure 1 - Un aspect de "rythmic layering" dans les chromitites de Sikhoran.
Les minéraux sombres sont de la chromite et les minéraux clairs sont de l'olivine avec très peu d'orthopyroxène. Noter que dans certaines bandes le pourcentage de chromite diminue progressivement vers le haut et l'olivine augmente. La direction de la flèche montre la superposition et le sens du dépôt des "cumulus".

Figure 2 - "Chromite léopard" du même gisement du Sikhoran

Figure 3 - Même principe que figure 1 où le sens de dépôt des chromites est beaucoup plus clair -

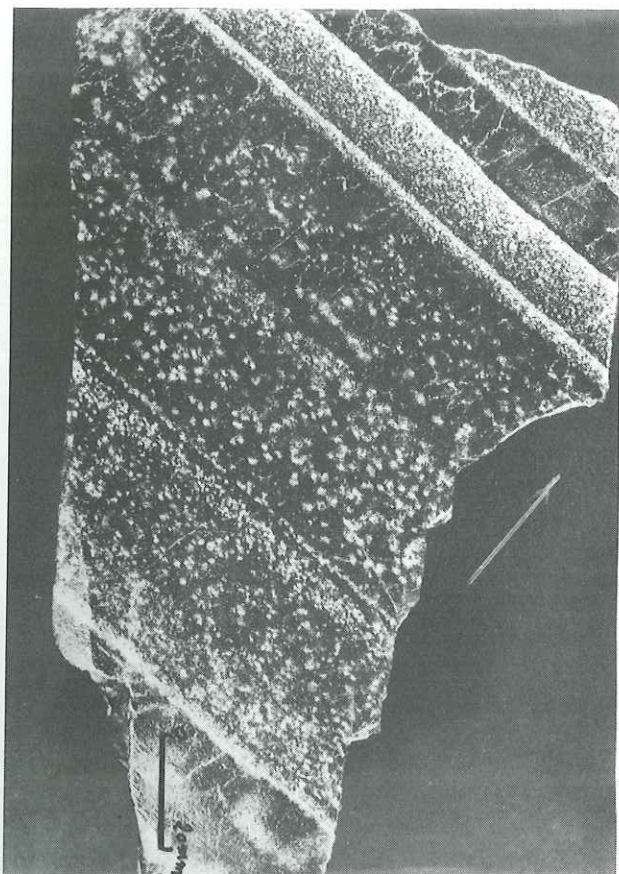


Figure 1

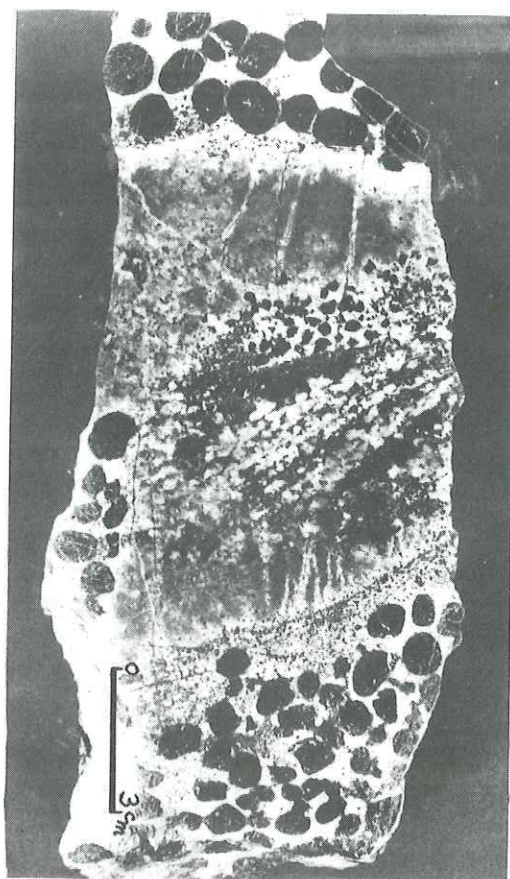


Figure 2

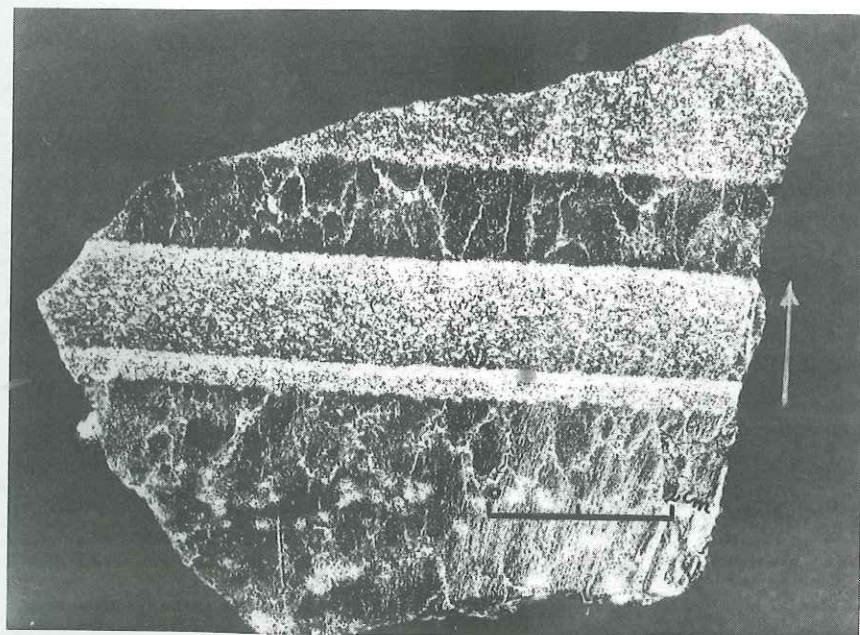


Figure 3

Il s'agit de chromite-olivine "adcumulats". Les relations entre les constituants montrent que chromite et olivine (et le rare orthopyroxène) ont cristallisé comme "cumulus" et les olivines et clinopyroxènes comme "intercumulus".

De même les cristaux "cumulus" d'olivine sont automorphes à subautomorphes et sont entourés par de plus petits cristaux "intercumulus" de la même olivine en discontinuité optique.

Les chromites de ces roches sont assez riches en Al_2O_3 , comme cela peut être mis en évidence par le calcul de 7,75 % de corindon normatif (voir tableau n° 9, analyse n° 14). Les chromites sont tout à fait opaques. Elles se rencontrent dans tout l'unité U, mais leur quantité diminue lorsque l'on passe aux harzburgites où elles sont absentes et laissent leur place à un spinelle chromifère, la picotite. Dans toutes ces roches la chromite se comporte en cristal "cumulus" tandis que la picotite est soit "cumulus", soit "intercumulus". Les gîtes économiques de chromite se rencontrent toujours dans ces horizons : mines de Abdasht, Soghun, Marseni, Baghe Bordj, Sikhoran, Solo, etc.

Le plagioclase frais n'a jamais été rencontré comme "intercumulus". Cependant le calcul de la norme fait apparaître de 2,22 % (n° 15) à 6,39 % (n° 14) d'anorthite virtuelle. L'examen optique permet d'observer des taches composées de fibres de zoïsite et clinozoïsite qui remplissent les espaces entre les olivines (voir fig. 28) et il semble que ces amas sont des résidus de plagioclases très calciques.

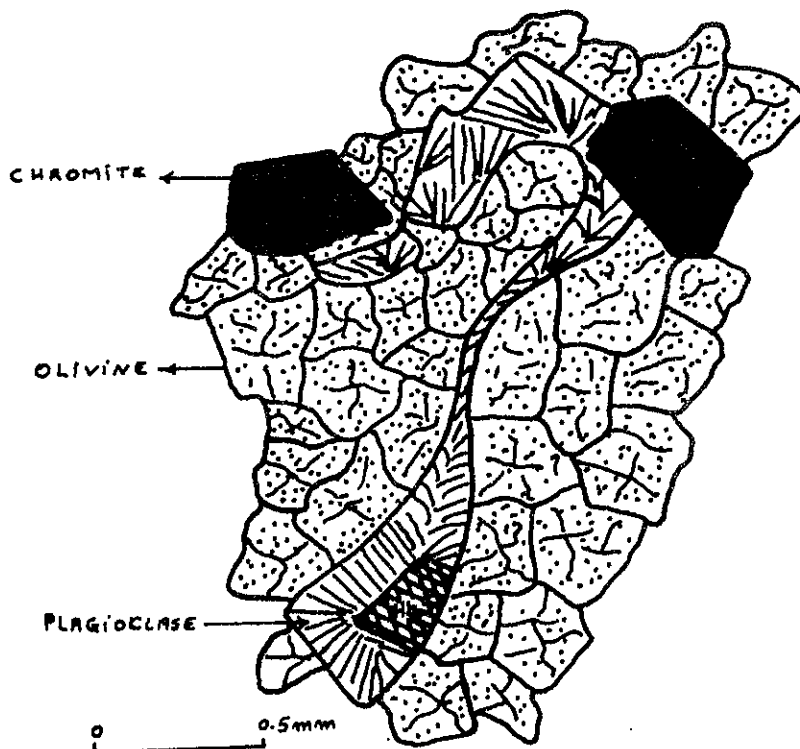


Fig. 28 - Aspect de plagioclase "intercumulus" dans la chromitite (analyse n° 14). Le plagioclase est actuellement composé de petits cristaux de zoïsite et clinozoïsite. Noter la formation de hornblende au contact entre le plagioclase et l'olivine.
Pl = plagioclase ; Chr = chromite ; Ol = olivine ; Hb = hornblende.

On rencontre parfois (n° 14) des cristaux d'amphibole (peut-être une pargasite : biaxe +) dans ces taches à zoïsite. Il est possible qu'ils résultent d'une réaction entre plagioclase et diopside ou olivine.

L'olivine de ces roches a été déterminée aux rayons X. Il s'agit d'une forstérite presque pure ($Fo_{98}Fa_2$). Elles possèdent des lamelles de translation et sont serpentinisées en deux stades.

Les clinopyroxènes n'ont pas fait l'objet d'une étude détaillée. Il semble cependant qu'ils sont très magnésiens et pauvres en wollastonite. C'est pour cette raison que la norme ne fait pas apparaître de clinopyroxène virtuel.

L'orthopyroxène est très proche de l'enstatite ($En_{95}Orf_5$) avec $n_z = 1,672$. Il est altéré en bastite, en cristaux très rares automorphes et subautomorphes.

Calcite et magnésite se rencontrent en petits filonnets secondaires.

II. - Dunites à forstérite

Ces roches se présentent sous une couleur jaunâtre avec de grands cristaux d'olivine. Elles possèdent une texture de laminage magmatique très particulière : tous les grands cristaux (jusqu'à 2 cm) sont tabulaires et parallèles. Cette texture orientée, nous le verrons plus loin, est due au fluage de la bouillie de cristaux dans la chambre magmatique.

La dunite de Kuh-e-Sorkh est d'autant plus serpentinisée que l'on est plus près de la faille d'Ashin qui la sépare du coloured mélange. Dans la zone de faille la dunite est complètement serpentinisée et plissée et devient schisteuse dans Kuh-e-Ashin.

La texture à minéraux granulaires xénomorphes est caractéristique des dunites. Cependant elles sont souvent hétérogranulaires. Entre les plus gros cristaux d'olivine existent de plus petits de la même texture, ou plus rarement d'enstatite et de diopside (voir planche 9, fig. 1).

Ce sont typiquement des "adcumulats" avec grands cristaux "cumulus" d'olivine et cristaux plus petits "intercumulus" d'olivine ou de pyroxène.

La chromite peut être un autre "cumulus".

La "porosité", c'est-à-dire le pourcentage du volume occupé par les "intercumulus", contrôle le "layering" de ces roches. Il arrive que la porosité ne dépasse pas 15 % car les "cumulus" sont très grands et surtout tabulaires. Un autre facteur contrôle le "layering", c'est la taille des cristaux "cumulus" qui varie entre deux niveaux voisins. La serpentinitisation est beaucoup plus poussée dans les zones à granulométrie plus fine.

* Minéralogie des dunites

Olivine. Elle se présente en grands cristaux avec clivage 010 parfait, macle mécanique bien développée. Sa serpentinitisation se fait en deux temps : de premières fissures sont occupées par du chrysotile, puis l'antigorite se développe en déplaçant les fissures à chrysotile.

La composition moyenne de ces olivines a été déterminée par diffraction X (méthode de YODER et SAHAMA, 1957). C'est une forstérite presque pure : $Fe_{96} Fe_4$ (mesures sur 20 échantillons).

Chromite. Elle est rarement riche en picotite. Elle s'altère parfois en hydroxyde de chrome (Stichtite : $Mg_6 Cr_2 (OH)_{16} CO_3 \cdot 4 H_2 O$) par réaction avec des fluides riches en CO_2 et $H_2 O$.

Pyroxène. Les orthopyroxènes ont rarement été observés. Le diopside se rencontre en "intercumulus".

* Altération des dunites

On rencontre les minéraux d'altération suivants : antigorite - chrysotile - magnésite - dolomite - huntite - hydromagnétite - hématite.

Tous se développent aux dépens des minéraux primaires, donc essentiellement de l'olivine. Celle-ci présente parfois une altération particulière en des variétés de humites qui sont probablement de la norbergite et de la clinohumite. Ces minéraux se développent à un stade contemporain de celui où se forme l'antigorite. Ils sont en continuité optique avec l'olivine, mais ont un pléochroïsme caractéristique. Ce problème sera évoqué plus tard dans l'étude du coloured mélange.

* Chimisme des dunites

Le tableau n° 9, analyses 15 et 16 rassemble les résultats d'analyses chimiques des dunites. Il s'agit d'échantillons de deux niveaux du "layering" destinés à montrer les différences chimiques, s'il y a lieu, entre les différents types pétrographiques. Malheureusement, en raison de l'altération plus poussée des niveaux riches en "intercumulus", il a été impossible d'obtenir des échantillons non serpentinisés.

A l'examen du tableau n° 9, il est frappant de constater que les roches analysées possèdent une teneur en $H_2 O^+$ peu commune. En effet les chiffres varient de 4 à 12 % (voir aussi tableau n° 10). Cependant la serpentinitisation ne dépasse jamais 50 % et par ailleurs les analyses publiées de serpentine pure n'indiquent jamais une teneur en $H_2 O$ supérieure à 14 % (DEER et al., 1963). Ainsi peut-on assurer que les teneurs en eau extra-ordinaires trouvées ici ne concernent pas uniquement la serpentinitisation.

Dans l'étude pétrographique nous avons signalé que l'olivine pouvait se transformer en minéraux du groupe des humites. Or, dans celles-ci, et en particulier dans la norbergite (DEER et al., 1963) la somme $H_2 O + F$ atteint 15 à 16 %. On peut penser qu'il y a de fortes chances pour que le fluor ait été dosé dans nos analyses avec $H_2 O^+$. Cela est à rapprocher du fait que SO_3 se rencontre en quantité non négligeable dans nos roches (de 0,19 à 0,39 % dans les dunites-harzburgites et jusqu'à 1,29 % (voir plus loin) dans les clinopyroxène-plagioclase "cumulats" du même complexe intrusif).

Tableau n° 9 - Chimisme des "olivine-chromite-orthopyroxène cumulats" (d'unités diverses)

Oxydes	14	15	16
Si O ₂	29.86	37.98	39.22
Al ₂ O ₃	10.18	0.80	2.18
Fe ₂ O ₃	13.75	3.26	3.18
Fe O	1.59	5.27	4.29
Mn O	0.11	0.15	0.13
Mg O	35.23	43.10	41.32
Ca O	1.83	3.21	1.00
Na ₂ O	0.06	0.03	0.05
K ₂ O	0.02	0.02	0.04
Ti O ₂	0.09	0.01	0.01
P ₂ O ₅	0.24	0.19	0.16
CO ₂	0.30	0.73	0.77
SO ₃	n. d	n. d	0.19
H ₂ O ⁺	6.42	4.89	7.82
H ₂ O ⁻	0.45	0.29	0.26
Total	100.13	99.93	100.62

Normes C. I. P. W.

Ab	0.52	---	0.52
An	6.39	2.22	4.17
Ca	0.70	1.70	---
Cr.	7.75	---	0.61
Di	---	6.29	---
Hy	1.10	1.60	16.39
Ol	60.90	77.71	64.96
Il	0.15	---	---
Mt	5.10	4.87	4.64
Hm	10.24	---	---
Ap	0.33	0.33	0.33
Total	93.18	94.69	91.62

Cette richesse des fluides en éléments gazeux est à rapporter à l'intense activité hydrothermale qui se développe lors de la phase M_4 . Nous discuterons plus loin ce problème, mais notons déjà que nous admettons que c'est lors de cet épisode tardif qu'il y a eu invasion du complexe éruptif par des fluides riches en gaz divers (particulièrement en F), altération en serpentine et humites et qu'au total c'est le fait qui explique les quantités élevées de H_2O^+ dosées dans ces roches.

Dans ces conditions on comprend qu'il est très difficile de juger du chimisme originel des roches dunitiques. Cependant on peut noter qu'entre les roches (analyse 15 et analyse 16) il existe des différences :

la roche 15 contient une proportion "d'intercumulus" bien plus élevée que la roche 16, et surtout beaucoup plus d'orthopyroxène "intercumulus". Cela se traduit sur la norme qui fait apparaître pour (n° 16), 15,6 % de $MgSiO_3$ et 0,79 % de $FeSiO_3$. Cela signifie que la quantité de silice (d'ailleurs plus forte dans le n° 16 que dans le n° 15 disponible dans le magma, était probablement dans les "intercumulus" de n° 16.

D'autre part, on voit que MgO est en quantité un peu plus grande dans 15 que dans 16.

Les autres différences sont minimales ou incertaines. Notons que Cr_2O_3 a été dosé dans ces analyses avec Fe_2O_3 .

Il est intéressant de comparer également la composition virtuelle des minéraux en solution solide des roches analysées. Les résultats sont présentés dans le tableau suivant :

minéral \ roche	14	15	16
orthopyroxène	En ₁₀₀	En ₁₀₀	En ₉₅
clinopyroxène	---	---	Ca ₅₃ Mg _{44,5} Fe _{2,5}
olivine	Fo ₁₀₀	Fo ₉₃	Fo ₉₄
plagioclase	An _{95,83}	An ₁₀₀	An ₈₈₋₉₁
olivine mesurée	Fo ₁₀₀	Fo ₉₁	Fo ₉₂

Dans la roche n° 15 l'olivine réelle mesurée directement est à Fo₉₁, alors qu'elle se situe à Fo₉₃ dans le calcul à partir de la mesure virtuelle obtenue par les chiffres d'analyse chimique.

Notons enfin que le rapport FeO/Fe_2O_3 croît lorsque l'on va de 14 vers 16. Nous verrons plus loin l'importance de cette observation.

* Séquences de cristallisation des ultrabasites

Dans les dunites de Kuh-e-Sorkh, la cristallisation de chromite, en tant que "cumulus" est contemporaine, ou suivie, par celle de l'olivine en grands cristaux tabulaires. Le matériel "intercumulus" cristallise ensuite ; il s'agit d'olivine, orthopyroxène, clinopyroxène et très probablement plagioclase.

a-1-2 - Péridotites diverses

Ces ultrabasites se subdivisent en deux types : les faciès de transition entre les unités U et P, les faciès de l'unité P.

- Les roches de transition : dunites-harzburgitiques, harzburgites, lherzolite, wehrlites et wehstérites.

Ces faciès apparaissent au sommet de l'unité U pour faire le passage aux clinopyroxènes "cumulats" (unité P).

Le massif de Abdasht et Soghun est un bon exemple de zone de dunites et harzburgites où le "layering rythmique" est bien net. Mais il est nécessaire, là, de définir auparavant les caractères des associations rythmiques des différentes roches en présence.

L'unité U, dans ces faciès de transition, est composée par la série des roches énumérées ci-dessus. L'unité P est caractérisée par des pyroxénolites à olivine ou à plagioclase.

Cela fait apparemment un grand nombre de variétés de roches. Nous allons voir qu'il s'agit en réalité de différents types de "cumulats" où les proportions des différents minéraux "cumulus" varient.

Dans l'unité U ou zone transitoire le "layering rythmique et cryptique" est défini par l'alternance des différents types de roches schématisée ci-dessous (voir fig. 29).

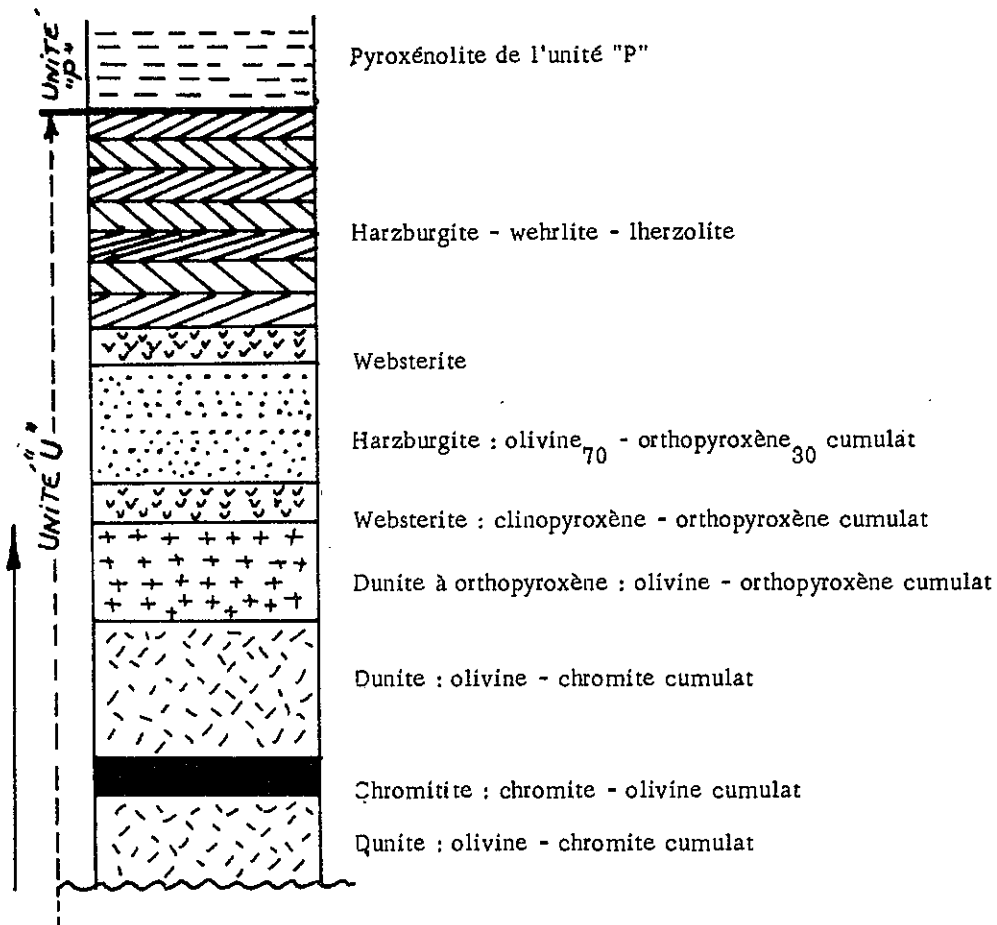


Fig. 29 - Log schématique montrant les relations (et le "layering" de l'unité U) entre les différents "cumulats" -

Entre l'unité U et l'unité P il y a, de façon presque constante à l'échelle de la région, une zone de passage avec des roches comme les wehrlites et les lherzolites. Ce passage est analogue à un cryptic layering car il n'est pas évident sur le terrain et correspond à une diminution brusque de l'olivine en tant que phase "cumulus" tandis que le clinopyroxène en devient une importante.

La nomenclature pétrographique habituelle, et arbitraire, traduit simplement cette variabilité des minéraux "cumulus" et des proportions entre "cumulus et intercumulus". Nous choisissons ici de discuter l'évolution de la cristallisation, nous utiliserons donc le langage qui permet de montrer l'importance relative, dans chaque cas, des minéraux précipités par rapport au magma résiduel. Afin de simplifier l'exposé nous étudierons donc les différents faciès de la zone de transition dans l'ordre de diminution des olivine-cumulus.

PLANCHE 9

Figure 1 - Structure microscopique de dunite de Kuh-e-Sorkh. La cristallisation d'olivine "cumulus" (grands cristaux d'olivine) est suivie par celle d'olivine "intercumulus" en grain fin.
L. P.

Figure 2 - Structure microscopique d'une harzburgite. Noter que l'orthopyroxène ("intercumulus") a corrodé l'olivine -
L. N.
opx = orthopyroxène
ol = olivine

Figure 3 - Picotite "intercumulus" dans un olivine-orthopyroxène clinopyroxène "cumular".
L. N.
pc = picotite

Figure 4 - Lamelles d'exsolution de clinopyroxène (bandes claires) dans un orthopyroxène (sombre)
L. P.

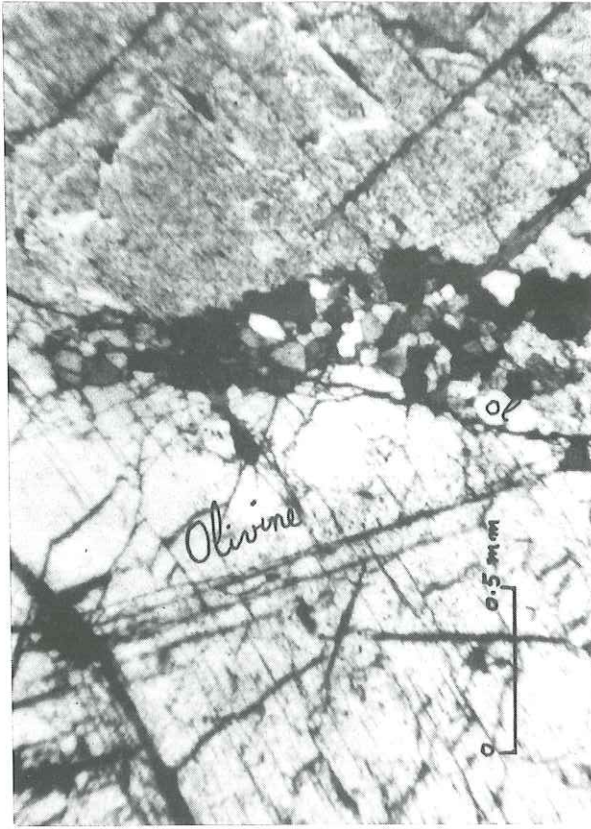


Figure 1



Figure 2



Figure 3

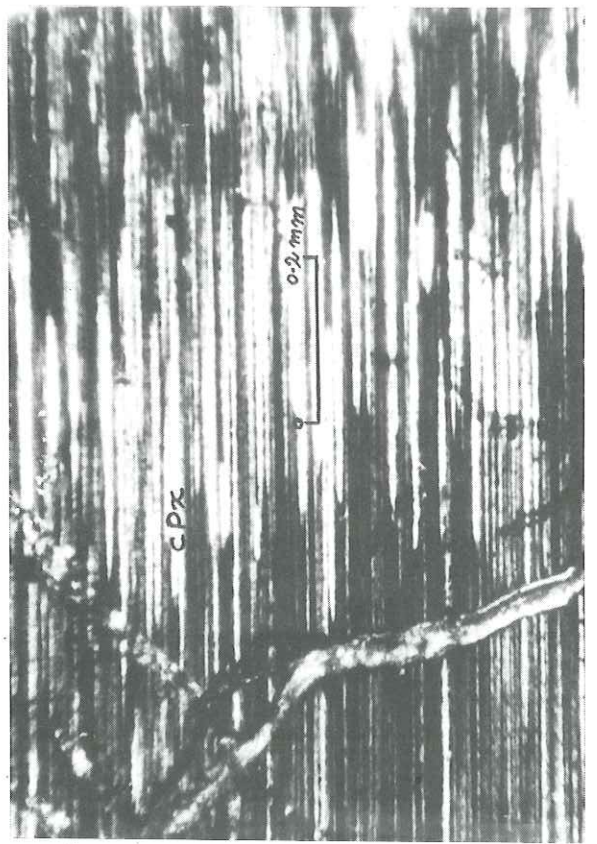


Figure 4

I. - Dunite harzburgitique - harzburgite et harzburgite feldspathique

En fait ce sont des "adcumulats" divers où l'olivine et la chromite sont les "cumulus" et où l'orthopyroxène, très peu de clinopyroxène, le plagioclase et la picotite constituent "l'intercumulus". La cristallisation du "cumulus" est suivie par une réaction des liquides "intercumulus" sur la phase "cumulus" ; il en résulte des cristaux "intercumulus".

Différentes structures nous ont amené à conclure que l'orthopyroxène "intercumulus" provient essentiellement de la réaction du liquide "intercumulus" et de l'olivine, car on voit très souvent que l'olivine est corrodée par l'orthopyroxène (voir planche 9, fig. 2), ou par la picotite (voir planche 9, fig. 3). Il arrive très souvent que la cristallisation de l'olivine "cumulus" est suivie par la cristallisation d'olivine "post-cumulus" et toutes les deux sont remplacées par l'orthopyroxène (fig. 30 et fig. 31). Les roches de ce type sont donc des "adcumulats".

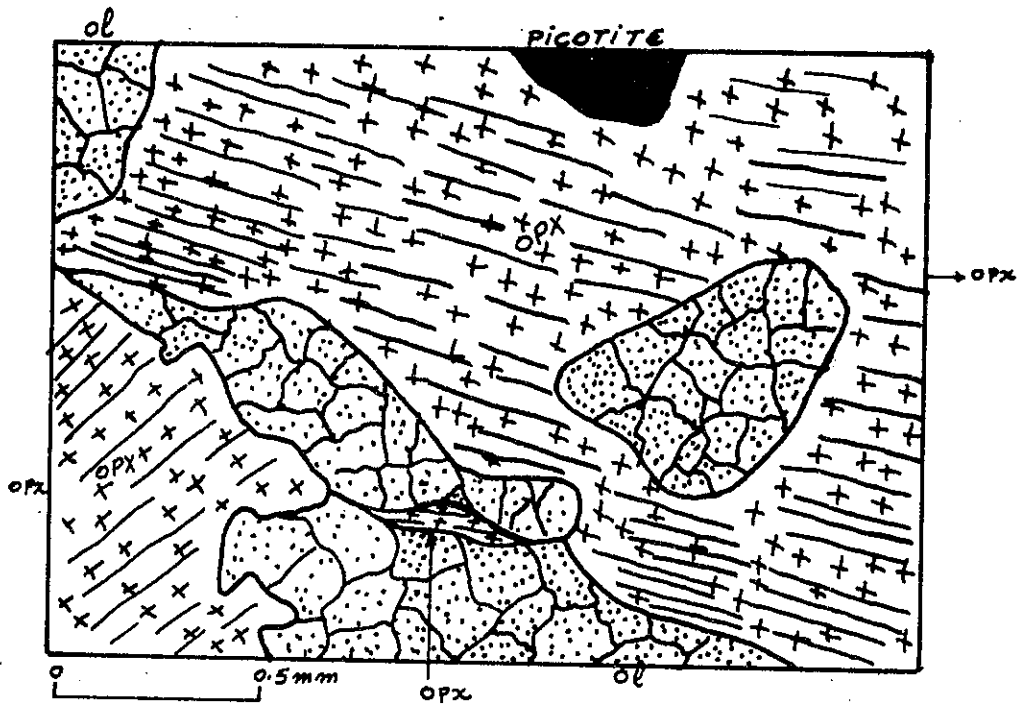


Fig. 30 - Aspect d'orthopyroxène (opx) "intercumulus" dans l'harzburgite corrodant et englobant l'olivine (ol).

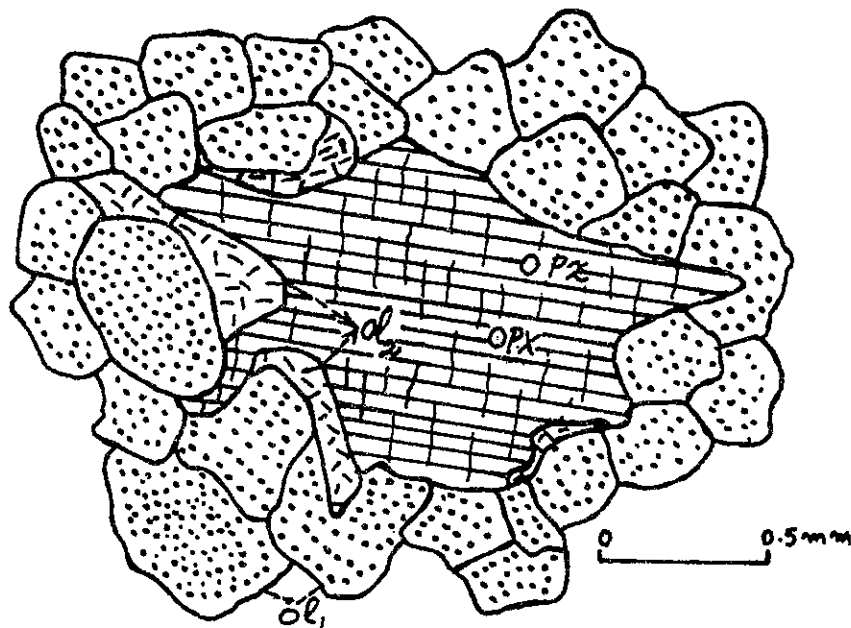


Fig. 31 - Cristallisation d'olivine "cumulus" (ol₁) suivi par l'olivine postcumulus (ol₂) dans une harzburgite.

Pour l'aspect chimique de ces roches, voir tableau n° 10.

Tableau n° 10 - Chimisme des dunites harzburgitiques et harzburgites

roche oxyde	17	18	19	20	21
Si O ₂	36,39	39,08	38,87	37,56	42,16
Al ₂ O ₃	1,26	1,16	2,01	2,86	3,61
Fe ₂ O ₃	6,17	2,29	2,49	12,94	3,09
Fe O	0,79	3,45	3,36	5,98	4,94
Mn O	0,10	0,12	0,11	0,11	0,17
Mg O	41,18	41,57	40,59	27,15	35,96
Ca O	0,25	1,00	0,45	4,20	3,80
Na ₂ O	0,03	0,08	0,04	0,15	0,06
K ₂ O	0,02	0,01	0,03	0,05	0,02
Ti O ₂	0,02	0,27	0,03	0,19	0,09
P ₂ O ₅	0,17	0,14	0,19	0,35	0,22
CO ₂	0,82 n.c *	0,38	0,66 n.c	0,67	0,60
H ₂ O ⁺	12,27	10,28	10,78	7,63	4,05
H ₂ O ⁻	0,76	0,66	0,52	0,62	0,43
SO ₃	0,39 n.c	n.d	n.d	n.d	n.d
Total	99,41	100,49	99,74	100,52	

Normes C. I. P. W.

Ab	---	1,05	---	1,05	0,52
An	0,27	1,67	1,39	7,23	9,45
Ca	---	0,90	---	1,50	1,40
Co	1,12	0,40	1,53	---	---
Di	---	---	---	6,05	3,70
Hy	17,90	17,90	21,90	35,93	26,22
Ol	59,50	62,85	57,58	20,61	48,33
Il	---	0,61	---	0,46	0,15
Mt	2,78	3,25	3,71	18,79	4,41
Hm	4,32	---	---	---	---
Ap	0,33	0,33	0,33	0,67	0,33
Total	86,22	89,62	88,36	92,29	94,51

* n. d = non dosé.

n. c = non compté pour le calcul des normes.

Il existe aussi dans ces roches un remplacement des clinopyroxènes "intercumulus" par de rares hornblendes. Cela est probablement le produit d'une réaction entre le plagioclase (le calcul de la norme virtuelle fait apparaître 9,45 % d'anorthite virtuelle) et le clinopyroxène.

L'échantillon 20 est une variété de harzburgite qui émet des apophyses dans les métamorphites de l'encaissant. Sa composition chimique diffère de celle des autres harzburgites. Elle est essentiellement constituée par des "cumulus" d'olivine (composition, mesurée par voie optique, = Fo₇₅ (2.V_x = 95°)), et des "intercumulus" orthopyroxène, clinopyroxène et de plagioclase (fortement prehnitisé). Là les orthopyroxènes et clinopyroxènes ont réagi avec les plagioclases et un spinelle vert s'est développé en même temps que de la hornblende verte (voir fig. 32).

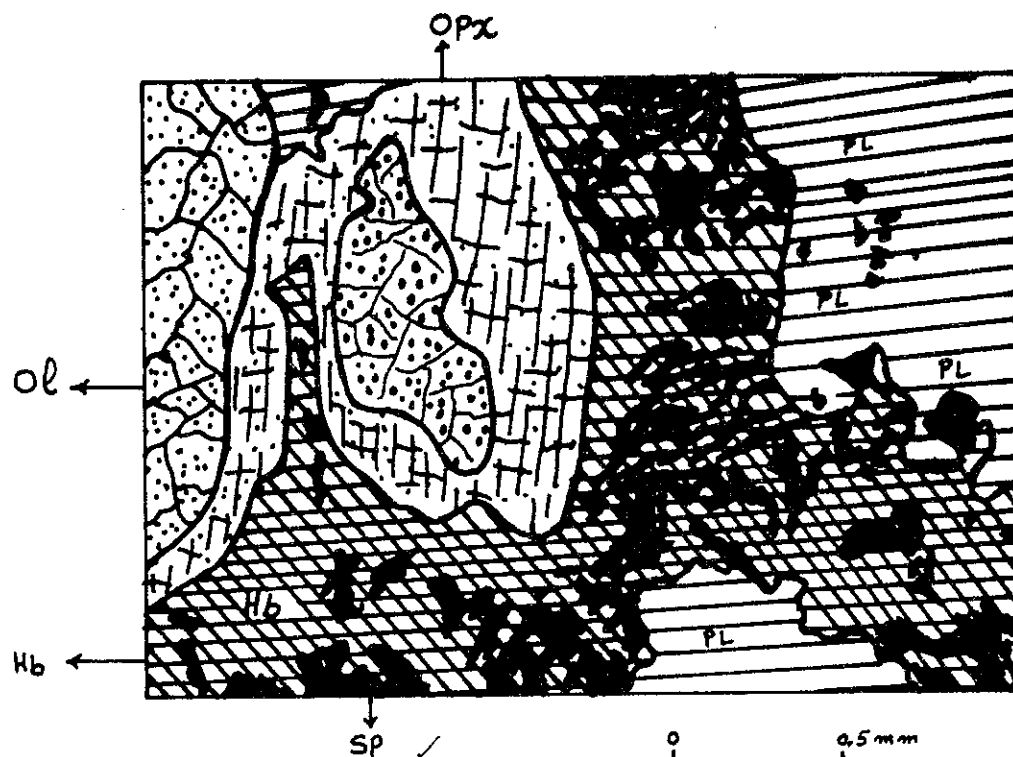


Fig. 32 - Réaction d'olivine (Ol) ou orthopyroxène (Opx) avec plagioclase (Pl) dans une harzburgite feldspathique. Spinelle = sp ; hornblende = Hb -

Les orthopyroxènes comportent généralement des lamelles d'exsolution de clinopyroxène (inverted pigeonite) (planche 11, fig. 4). Le plagioclase frais n'a jamais été rencontré en raison d'une forte altération ou de réactions de ce minéral avec d'autres phases.

A partir des analyses chimiques de ces roches on a pu calculer la composition des minéraux en solutions solides de la norme. Les résultats sont présentés dans le tableau ci-dessous.

roche minéral	17	18	19	20	21
orthopyroxène	En ₁₀₀	En ₉₆	En ₉₅	En ₉₉	En ₉₃
clinopyroxène				Ca ₅₃ Mg ₄₆ Fe ₁	Ca ₅₃ Mg ₄₃ Fe ₄
olivine	Fo ₁₀₀	Fo ₉₅	Fo ₉₅	Fo ₉₉	Fo ₉₂
plagioclase	An ₁₀₀	An ₆₁	An ₁₀₀	An ₉₂	An ₉₇
olivine mesurée par rayons X (R X) ou voie optique (vo)	Fo ₉₄ (RX)		Fo ₈₉ (RX)	Fo ₇₅ (vo)	Fo ₉₇ (RX)

Les analyses chimiques indiquent une forte diminution des teneurs en Mg O en direction de l'unité P (passage de l'échantillon 17 vers les échantillons 18, 19, 20 puis 21, le plus proche de P) et au contraire une augmentation de Ca O et de la teneur normative en anorthite (allant de pair avec l'augmentation de Al₂O₃ qui est essentiellement fixée par le plagioclase). Les pourcentages en Fe O semblent croître dans le même sens.

Soulignons enfin que le problème de l' H_2O^+ est ici le même que dans les dunites (voir plus haut).

La suite des cristallisations dans ces roches est tout à fait comparable à celle qui se produit dans les dunites : la cristallisation de la chromite et de l'olivine en minéraux "cumulus" est suivie par celle des "intercumulus" à orthopyroxène dans les harzburgites ou à orthopyroxène et plagioclase + picotite dans les harzburgites feldspathiques.

Une séquence de cristallisation tardive est responsable du développement de spinelle + hornblende verte. Cela est probablement dû à des liquides résiduels emprisonnés dans les pores de la roche (WAGER et BROWN, 1968).

II. - Lherzolites et wehrlites

Il s'agit encore de faciès marginaux des dunites de l'unité U, mais elles se rencontrent en général très près de P. C'est là qu'apparaissent les premiers pyroxène-plagioclases "cumulats" en lentilles dans les dunites harzburgites. Ce sont des masses de 1 à 2 mètres de long sur 0,50 m de puissance. Ces roches sont absolument comparables aux pyroxénolites de l'unité P au point de vue minéralogique mais ici le "cumulus" essentiel est le clinopyroxène et les "intercumulus" : olivine et orthopyroxène. Ce sont les différentes proportions de ces minéraux qui caractérisent lherzolites et wehrlites, ce qui fait que ces noms ne signifient rien au point de vue génétique. Beaucoup plus importante est l'apparition du clinopyroxène en tant que "cumulus" essentiel avec l'olivine comme "intercumulus" : jusqu'alors c'était l'inverse.

Notons toutefois qu'ici encore l'olivine peut être présente comme minéral "cumulus", mais en petite quantité. L'olivine "intercumulus" a une composition de $Fe_{80}Fa_{20}$ ($2V_Z = 92^\circ$).

Le chimisme de ces roches sera étudié avec celui de l'unité P.

III. - Webstérite

C'est un clinopyroxène-orthopyroxène "adcumulat" qui correspond à l'échantillon SAB-72. Il se rencontre en niveaux très minces de 0,50 à 1 m de puissance dans les dunites et harzburgites. Dans la région de Soghun il s'agit d'un diallage-orthopyroxène "cumulat" où l'on trouve le clinopyroxène comme "cumulus" et l'orthopyroxène comme "intercumulus". Les lamelles d'exsolution sont fréquentes dans ces pyroxènes (voir planche 10, fig. 1).

IV. - Pyroxénolites diverses de l'unité P

Entre Kuh-e-Sorkh et Sikhoran la plus grande part du complexe intrusif est constituée par ces pyroxénites (s. lato). Ces roches ont une grande importance pétrogénétique car :

- c'est là que pour la première fois le clinopyroxène devient la phase majeure des minéraux "cumulus";
- c'est là qu'apparaissent les premiers plagioclases-clinopyroxènes "cumulats" en "layering rythmique et cryptique" avec les pyroxénolites et c'est juste au-dessus que l'on passe à l'unité Ga où existent les mêmes "cumulats" associés à des plagioclases "cumulats".

Nous avons vu plus haut comment est représenté le "layering" dans cette unité P (voir planche 7, fig. 2).

La granulométrie des pyroxénolites est très variable : depuis le grain fin jusqu'au faciès pegmatitique. Dans la région de Sikhoran et la vallée d'Abshur c'est la pyroxénolite pegmatitique qui prévaut (cristaux atteignant 20 cm). La pegmatite à clinopyroxène et plagioclase (plagioclase-clinopyroxène "cumulat") est fréquente dans les parties pegmatitiques des pyroxénolites. Dans ces pegmatites se rencontrent fréquemment des lentilles de pyroxène "cumulat" (voir planche 7, fig. 3). Il est fréquent d'observer des dykes de ces pyroxénolites recouper les masses de dunites.

En raison d'une intime relation génétique entre les pyroxénolites et les faciès de l'unité Ga, il existe très souvent un mélange très poussé entre ces types de roches, au point qu'il est impossible de les différencier sur le terrain. Soulignons enfin que la plupart des contacts entre complexe éruptif et encaissant métamorphique se font par l'intermédiaire des pyroxénolites.

La pétrographie des pyroxénolites est marquée par l'importance des clinopyroxène-olivine-orthopyroxène "cumulats" avec comme minéral "cumulus" majeur le clinopyroxène. Ce sont les "intercumulus" d'olivine qui remplissent les espaces entre les clinopyroxènes (planche 10, fig. 2). L'olivine s'insinue entre les pyroxènes et les corrode. Il existe cependant, mais en petite quantité des "cumulus" d'olivine et le clinopyroxène peut être "intercumulus" dans quelques roches (SAE-196) (fig. 33).

PLANCHE 10

Figure 1 - Lamelles d'exsolution d'orthopyroxène (Opx) dans un clinopyroxène (Cpx) provenant d'une pyroxénolite de l'unité "P"
L. P.

Figure 2 - Olivine "intercumulus" dans un clinopyroxène (Cpx) - olivine (Ol) "adcumulat" provenant du complexe pyroxénolitique (unité "P")
L. N.

Figure 3 - Clinopyroxène "cumulus" (Cpx) et plagioclase (Pl) "intercumulus" dans un clinopyroxène₉₀ - plagioclase₁₀ "cumulat" (pyroxénolite). Noter la magnétite (Mt) "intercumulus"
L. N.

Figure 4 - Un orthopyroxène (Opx) "intercumulus" altéré en bastite (Bt) et grossulaire (gr) dans clinopyroxène (Cpx) - orthopyroxène (Opx) "cumulat" (pyroxénolite)

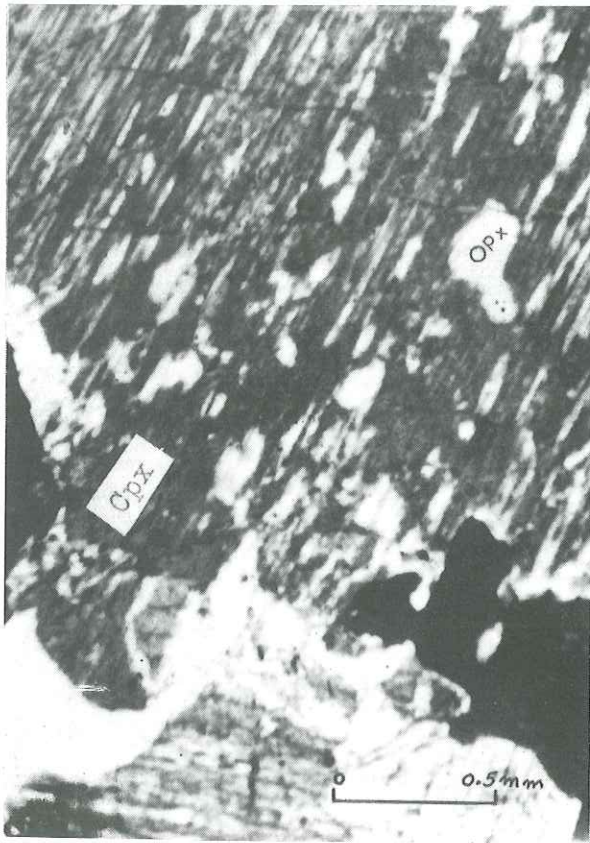


Figure 1

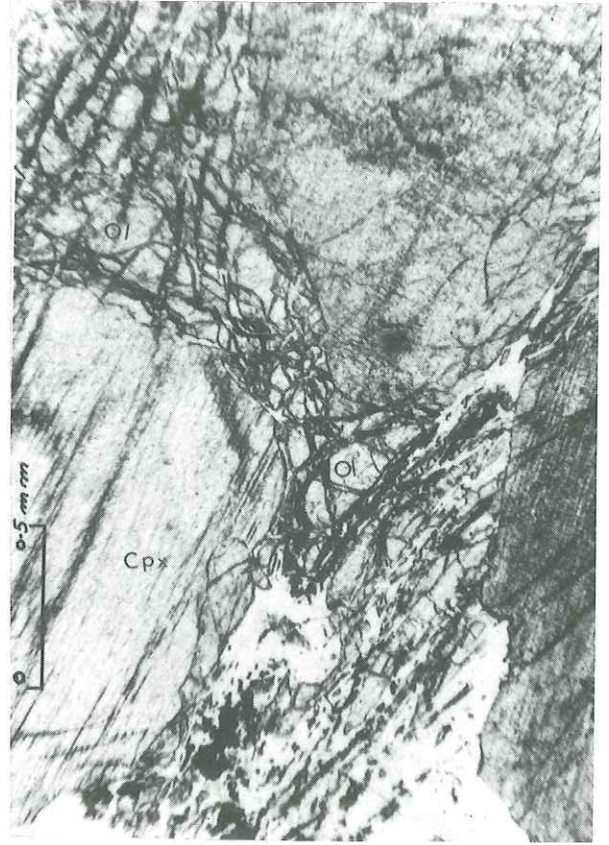


Figure 2

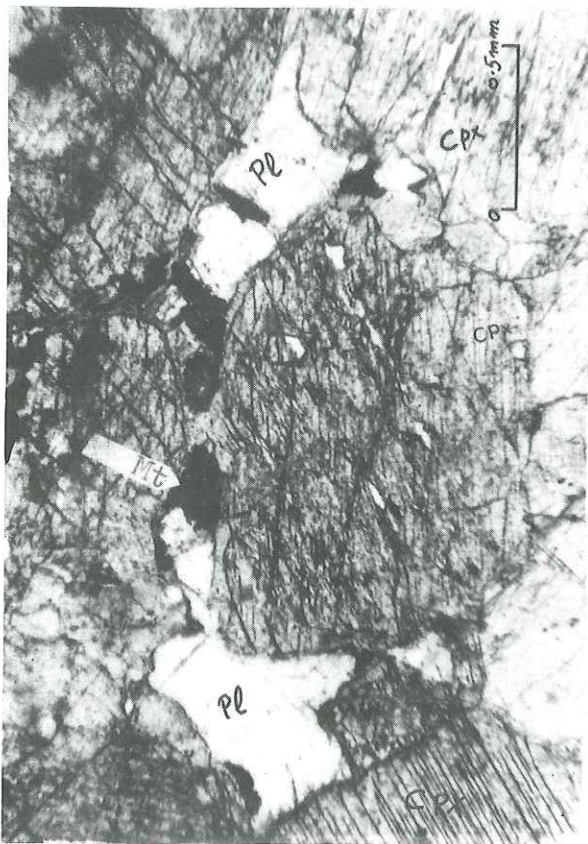


Figure 3

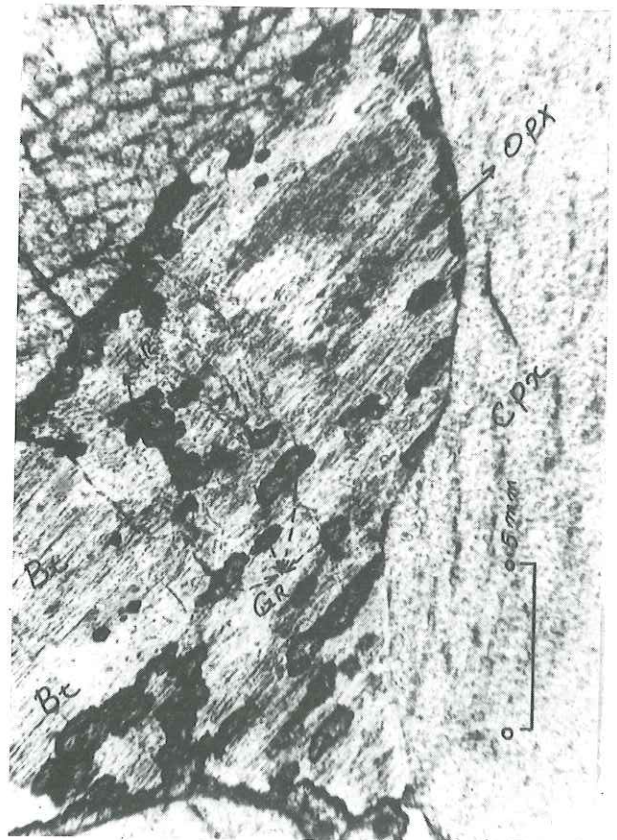


Figure 4

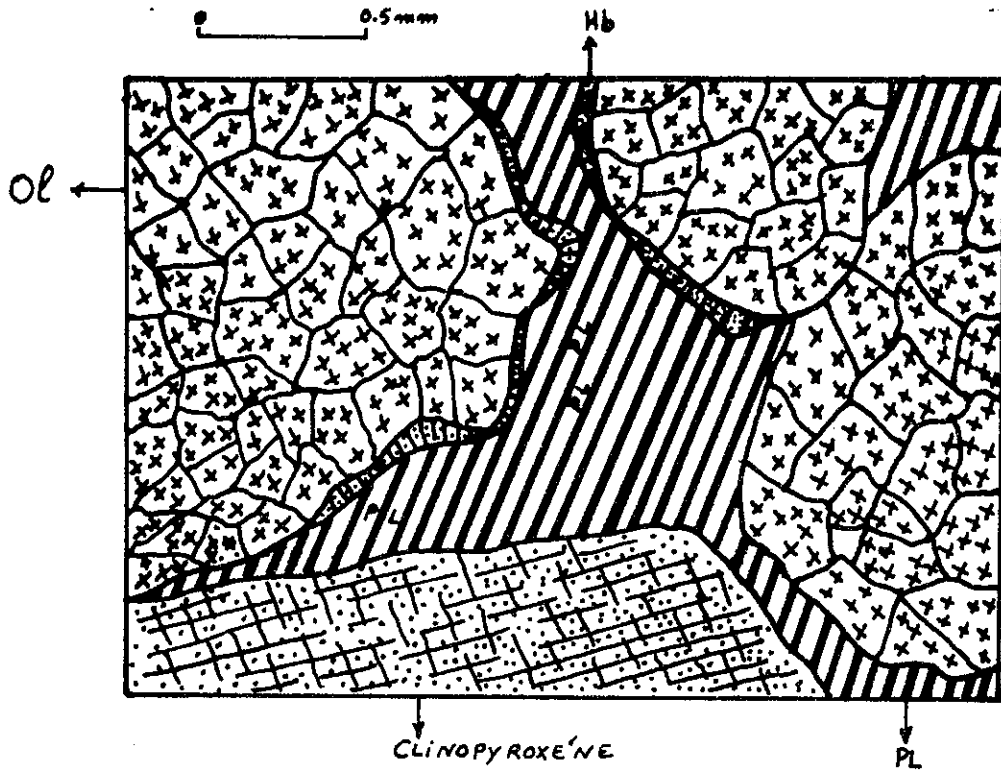


Fig. 33 - Structure des pyroxénolites à "cumulus" d'olivine (Ol) et plagioclase "intercumulus" (Pl).
Noter la réaction entre olivine et plagioclase qui donne hornblende (Hb) .

Il semble ainsi que l'olivine cristallise à partir des liquides emprisonnés entre les grands cristaux de pyroxènes. Entre les clinopyroxènes presque jointifs, les "intercumulus" d'olivine sont ainsi reliés par de fins trabécules (fig. 34).

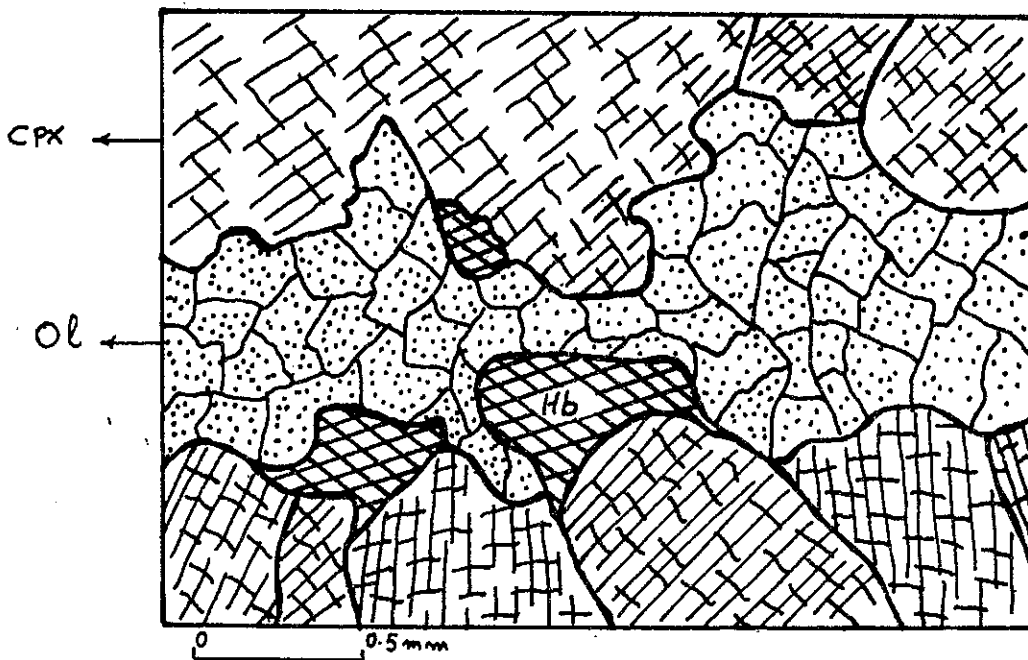


Fig. 34 - "Intercumulus" d'olivine (Ol) dans les clinopyroxène-olivine "cumulus"
Cpx = clinopyroxène ; Hb = hornblende .

Il est très rare de rencontrer dans cette série de roches des "cumulus" d'olivine et clinopyroxène environnés par des "intercumulus" de plagioclase seul (voir planche 10, fig. 3 et fig. 34). Parfois la hornblende apparaît, sans doute en raison des fluides emprisonnés entre les plagioclases et les clinopyroxènes "cumulus".

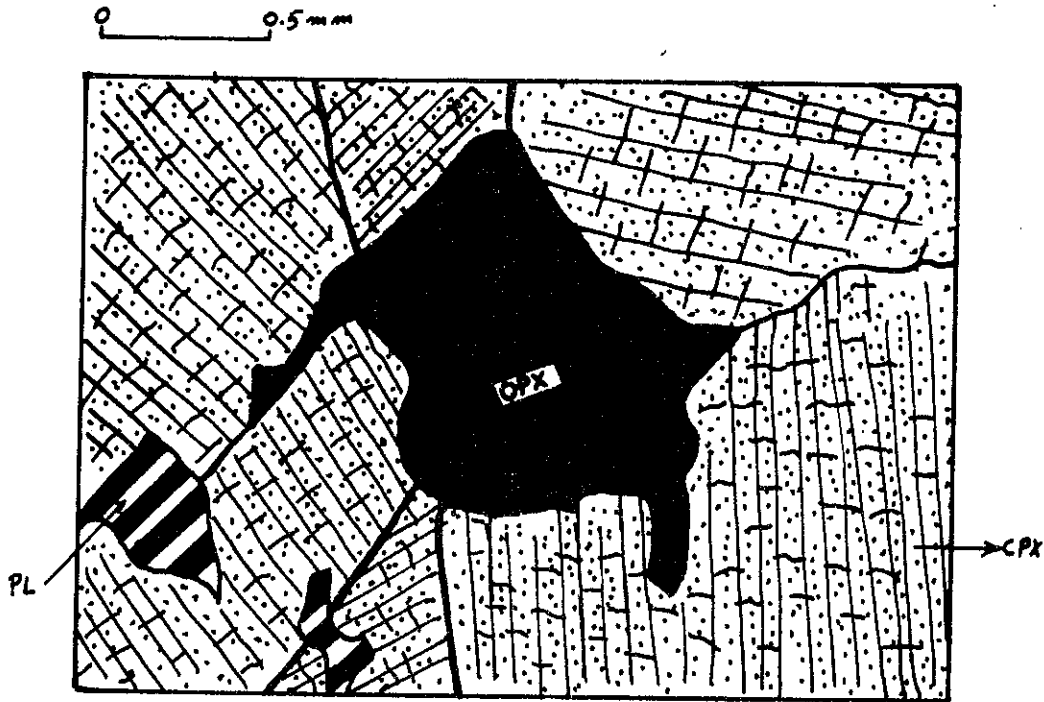


Fig. 35 - Orthopyroxène (Opx) "intercumulus" dans la pyroxénolite de l'unité P - clinopyroxène (cpx) ; plagioclase (Pl) :

Dans d'autres cas le seul "intercumulus" est l'orthopyroxène. (fig. 35). Il tend alors à se transformer en bastite et petits granules de grenat grossulaire (observation faite également par CHALLIS, 1965) (planche 12, fig. 4). L'orthopyroxène n'apparaît presque jamais ici comme minéral "cumulus".

Nous n'avons pas eu la possibilité d'étudier en détail les clinopyroxènes de cette unité, faute de moyens. C'est presque toujours un diallage à clivage (100) très bien développé. Il comporte toujours des lamelles d'exsolution d'orthopyroxène (voir planche 10, fig. 1).

L'orthopyroxène est ici plus riche en ferrosilite que dans l'unité U et atteint l'hypersthène avec pléochroïsme typique et lamelles d'exsolution de clinopyroxène.

Les plagioclases sont altérés en clinozoisite et zoisite, ils ont une teneur moyenne en anorthite de An_{90-92} et ne sont pas zonés. Ils se présentent ainsi comme "intercumulus".

La hornblende, qui naît aux dépens du clinopyroxène est parfois abondante ; elle est brun verdâtre ou vert pâle. Elle paraît provenir de réaction entre liquides résiduels emprisonnés et les cristaux "cumulus". La magnétite apparaît en "intercumulus" pour la première fois.

Pour examiner le chimisme de ces roches on a fait effectuer 6 analyses dont les résultats sont répartis dans le tableau n° 11.

Tableau n° 11 - Chimisme des pyroxénolites de l'unité P

	22	23	24	25	26	27
Si O ₂	42.22	47.39	45.71	48.24	45.17	47.88
Al ₂ O ₃	13.43	0.47	1.30	5.07	3.89	3.97
Fe ₂ O ₃	2.28	3.91	2.19	1.92	4.37	2.85
Fe O	6.42	4.12	2.86	3.03	4.31	5.09
Mn O	0.16	0.10	0.15	0.11	0.30	0.16
Mg O	19.52	24.20	21.83	22.53	22.18	19.04
Ca O	10.95	16.25	21.45	15.80	16.02	18.05
Na ₂ O	0.11	0.04	0.06	0.25	0.16	0.27
K ₂ O	0.03	0.03	0.01	0.03	0.04	0.02
Ti O ₂	0.17	0.02	0.03	0.12	0.33	0.31
P ₂ O ₅	0.24	0.17	0.10	0.07	0.41	0.17
CO ₂	0.72	0.50	0.61	0.52	0.49	0.67
H ₂ O ⁺	4.04	2.86	4.20	2.81	2.63	0.89
H ₂ O ⁻	0.23	0.38	---	0.19	0.15	0.35
SO ₃	---	---	---	---	---	---
Total	100.52	100.44	100.50	100.69	100.45	99.72

Normes C. I. P. W.

Ab	1.05	---	---	2.1	1.05	2.10
Ne	---	---	0.28	---	---	---
An	35.86	1.39	3.34	12.79	10.01	9.73
Ca	1.60	1.10	1.40	1.20	1.10	1.50
Di	10.34	58.99	59.51	48.09	49.74	58.93
Hy	19.20	10.99	---	12.59	4.80	7.62
Ol	24.65	18.65	28.30	17.77	22.51	13.46
Mt	3.25	5.57	3.25	2.78	6.50	4.18
Il	0.30	---	---	0.15	0.61	0.61
Ap	0.33	0.33	0.33	0.33	1.01	0.33
Total	96.58	97.02	96.41	97.81	97.33	98.46

A partir de ces analyses il est intéressant de calculer la composition des minéraux en solutions solides obtenus à partir de la norme. Les résultats sont rassemblés ci-dessous :

roche minéral	22	23	24	25	26	27
orthopyroxène	En ₈₂	En ₉₂	---	En ₉₃	En ₉₁	En ₈₇
clinopyroxène	Ca ₅₃ Mg ₃₉ Fe ₈	Ca ₅₃ Mg ₄₃ Fe ₄	Ca ₅₂ Mg ₄₀ Fe ₈	Ca ₅₃ Mg ₄₃ Fe ₄	Ca ₅₄ Mg ₄₄ Fe ₂	Ca ₅₂ Mg ₄₄ Fe ₇
olivine	Fo ₈₁	Fo ₉₂	*	Fo ₉₂	Fo ₉₀	Fo ₈₆
plagioclase	An ₉₈	An ₁₀₀	An ₁₀₀	An ₉₂	An ₉₄	An ₈₉

* olivine 24 : Si O₄ Ca₂ = 6,88 % ; Si O₄ Mg₂ = 20,30 % ; Si O₄ Fe₂ = 1,12 %

a-2 - Les basites

Ce sont les gabbros divers et leurs faciès liés.

Nous avons vu que ce sont des roches qui apparaissent déjà dans l'unité P. Ce sont déjà des roches leucocrates avec une quantité mineure de clinopyroxènes. La plupart de ces roches sont des plagioclases-clinopyroxènes "cumulat". Les norites, gabbros à olivine et gabbros à hornblende sont subsidiaires dans cet ensemble.

Nous avons vu que les textures et "layering" étaient ici tout à fait équivalents à ceux décrits pour le Skaergaard et nous ne nous y attarderons pas.

Lorsqu'on s'approche du contact avec les métamorphites, on rencontre dans les gabbros du complexe éruptif de plus en plus de produits de différenciation siliceux et potassiques (feldspaths). Il existe aussi dans ces zones des gabbros à grains fins, à structure granophyrique avec croissance simultanée de feldspath potassique et de quartz autour des plagioclases zonés sur un fond de pyroxène pigeonitique ("chilled margin" gabbros).

Les faciès pegmatitiques du gabbro à plagioclase et clinopyroxène sont fréquents, particulièrement près du contact avec les métamorphites. L'étude pétrographique et minéralogique de cet ensemble a été rendue très délicate à cause de l'intense altération qui a détruit tous les plagioclases et clinopyroxènes. Même avec un échantillonnage systématique il n'est pas possible de récolter une roche intacte. Nous verrons plus loin les raisons de cette altération (phase M_4).

Une autre difficulté réside en ce qu'une cristallisation tardi-magmatique de hornblende aux dépens des plagioclases et des clinopyroxènes a détruit toute relation originelle entre les constituants.

Notre étude permet cependant de se rendre compte que dans les basites l'olivine n'a jamais été un minéral "cumulus" essentiel, c'est le clinopyroxène qui a ce rôle, et c'est seulement dans un dernier stade que l'orthopyroxène peut devenir minéral "cumulus" important, dans les norites.

L'unité "Ga" est composée de plusieurs types de roches qui, par ordre d'importance (abondance dans l'unité) sont regroupées comme suit :

- a-2-1 - plagioclase-clinopyroxène "cumulats",
- a-2-2 - plagioclase-clinopyroxène - orthopyroxène-olivine "cumulats",
- a-2-3 - plagioclase-orthopyroxène "cumulats",
- a-2-4 - plagioclase-hornblende "cumulats",
- a-2-5 - diabase de bordure (chilled margin gabbro),
- a-2-6 - différenciés tardifs,
- a-2-7 - plagioclase-olivine "cumulats" (troctolite).

a-2-1 - Plagioclase-clinopyroxène "cumulats"

Selon les minéraux "cumulus" et "intercumulus" ces roches possèdent différentes textures. Malheureusement, en raison de l'amphibolitisation tardive et de l'altération due à la phase M_4 , les relations interminérales sont très perturbées.

Dans la majorité des cas, le plagioclase constitue la phase prédominante des minéraux "cumulus" tandis que le clinopyroxène, le plagioclase constituent celle "d'intercumulus".

Les pyroxènes "intercumulus", transformés en chlorite magnésio ferrifère et ilménite, sont des textures fréquentes dans les plagioclase-clinopyroxène "cumulats".

Un autre type de texture présente des "cumulus" d'orthopyroxène, clinopyroxène et plagioclase avec des "intercumulus" de clinopyroxène, de plagioclase sodique (An_{30}) et de magnétite (fig. 36). Les plagioclases "intercumulus" de cette texture ne sont pas maclés et sont zonés. Les structures poecilitiques des pyroxènes "intercumulus" sont souvent bien développées dans les plagioclases-clinopyroxènes-orthopyroxènes "hétéradcumulats".

Les plagioclases-clinopyroxènes "cumulats" qui sont intercalés dans les clinopyroxènes-olivines "cumulats" possèdent une structure particulière où les "cumulus" de clinopyroxène et plagioclase sont séparés par des "intercumulus" à plagioclase zoné.

Les clinopyroxènes de ce groupe de roches sont souvent très magnésiens et l'altération en chlorite magnésienne le met en évidence. Dans la phase M_4 , ils s'altèrent aussi en trémolite + talc + cummingtonite + calcite + chlorite. Mais l'altération est parfois due aussi à une réaction magmatique entre les fluides résiduels et le pyroxène. Une hornblende brune ou verte se développe alors aux dépens du pyroxène et du plagioclase et un spinelle vert apparaît en supplément.

Les plagioclases ne sont zonés que lorsqu'ils sont "intercumulus". La zonation est alors normale, avec un cœur très calcique (An_{90}) et une bordure très sodique. Cette variation est brutale et on a de grands cristaux calciques cernés par un fin liséré sodique. Les plagioclases sont fortement altérés (saussuritisés) et se transforment en prehnite + pumpellyite + zoisite + clinozoisite + séricite + épidote + albite + calcite + hydrogrossulaire et aussi, très probablement, un pyroxène sodique. Cette transformation peut être si poussée que rien ne subsiste du plagioclase initial. Il apparaît souvent que dans cette suite d'altération la zoisite est la plus ancienne ; la clinozoisite est très souvent maclée et en gerbes. La présence de pumpellyite et de prehnite a été vérifiée par diffraction X sur minéraux triés.

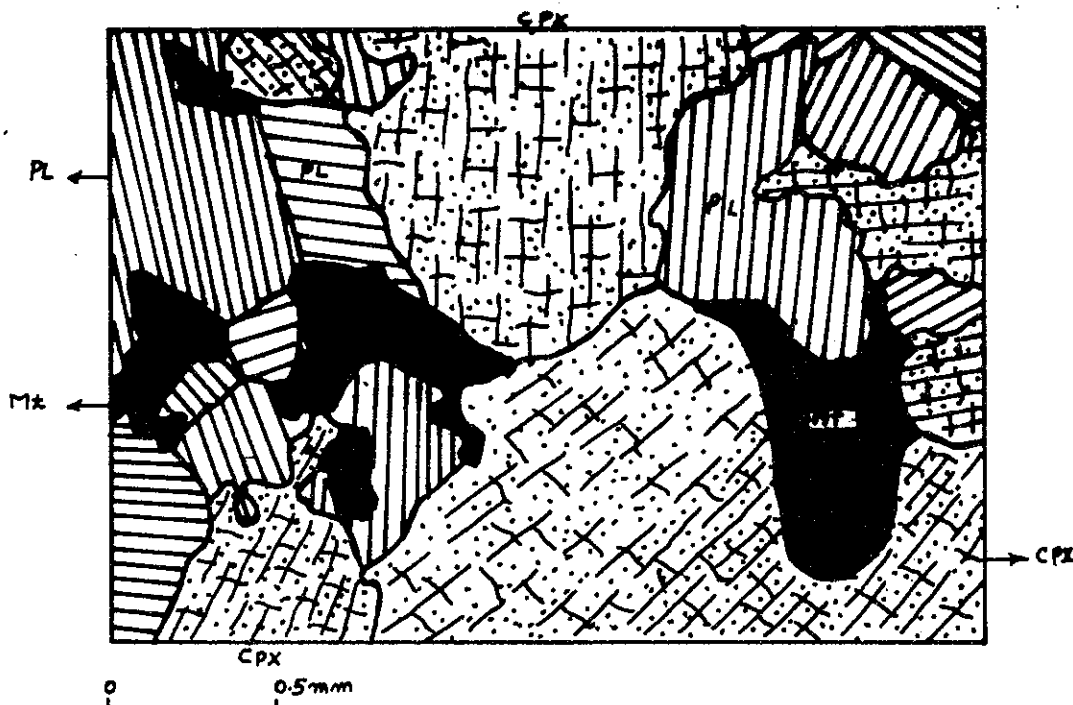


Fig. 36 - Magnétite (Mt) "intercumulus" dans un plagioclase (Pl)-clinopyroxène (cpx) "cumulat"
Pl = plagioclase ;

Quand ils sont présents, les orthopyroxènes sont presque toujours des minéraux "cumulus" et ils sont toujours altérés en bastite. Dans les cristaux "intercumulus" la magnétite apparaît ici. L'apatite est rarement présente en cristaux "cumulus".

Trois analyses chimiques de ces roches ont été effectuées. Elles sont présentées dans le tableau n° 12.

Tableau n° 12 - Analyses chimiques des plagioclases-clinopyroxènes cumulats

	28	29	30	Normes C. I. P. W.		
				28	29	30
Si O ₂	42.37	43.33	47.69			
Al ₂ O ₃	15.71	13.93	6.11			
Fe ₂ O ₃	5.86	1.42	6.66			
Fe O	3.03	3.99	6.65	Q	---	3.00
Mn O	0.07	0.12	0.16	Or	0.56	0.56
Mg O	10.19	13.73	15.47	Ab	5.24	2.62
Ca O	15.86	16.31	13.56	An	39.75	15.01
Na ₂ O	0.59	0.79	0.29	Ca	1.80	1.70
K ₂ O	0.08	0.20	0.10	Di	26.41	36.22
Ti O ₂	0.06	0.12	0.19	Hy	8.23	28.09
P ₂ O ₅	0.03	0.05	0.15	Ol	3.98	---
CO ₂	0.78	3.14	0.76	Il	0.15	0.46
H ₂ O ⁺	3.76	3.00	2.81	Mt	8.58	9.51
H ₂ O ⁻	0.04	0.18	---	Ap	---	0.67
SO ₃	1.68	---	---	Total	94.70	97.84
Total	100.11	100.31	100.60			

PLANCHE 11

Figure 1 - Clinopyroxène "cumulus" (Cpx) et plagioclase "intercumulus" (Pl) dans un clinopyroxène - plagioclase "cumulat". Les plagioclases sont altérés en zoïsite-clinozoïsite -

Figure 2 - Clinopyroxène "cumulus" (Cpx) et plagioclase "intercumulus" (Pl. actuellement composé de zoïsite et clinozoïsite) dans un clinopyroxène₈₀ - plagioclase₂₀ "cumulat" -

Figure 3 - Grands cristaux de plagioclase "cumulus" et petits plagioclases "d'intercumulus" dans un plagioclase - orthopyroxène - clinopyroxène "cumulat" (norite) -

Figure 4 - Structure micropegmatitique de quartz et feldspath potassique autour de plagioclase (Pl) dans la diabase de bordure (chilled marginal gabbro) Pg = pigeonite -

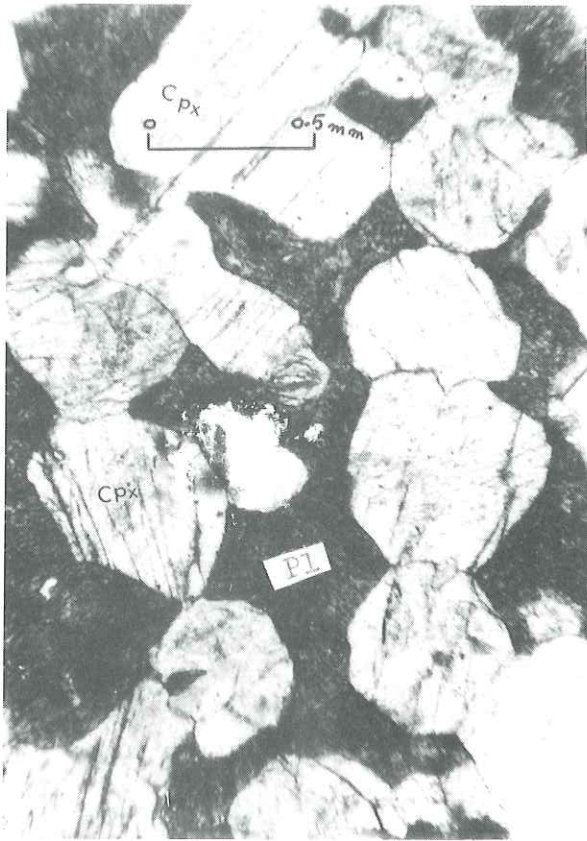


Figure 1

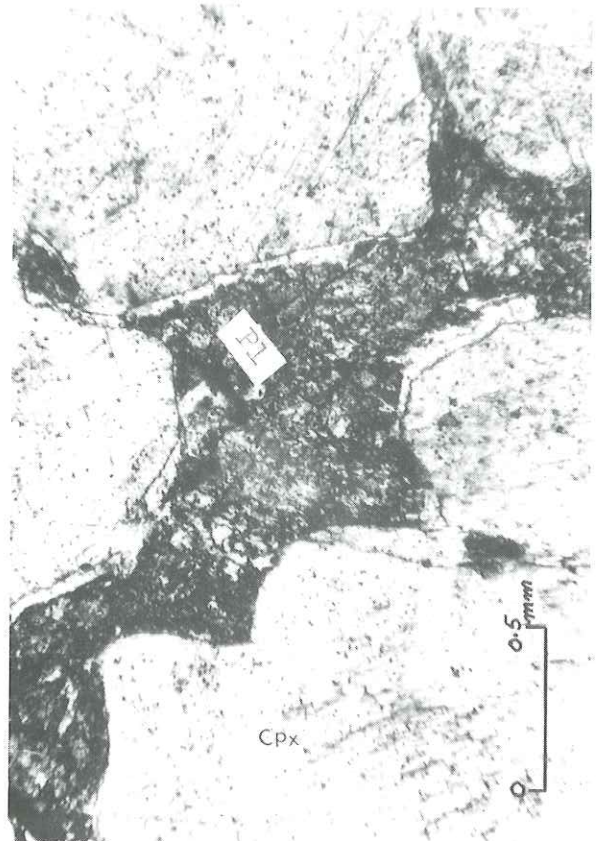


Figure 2

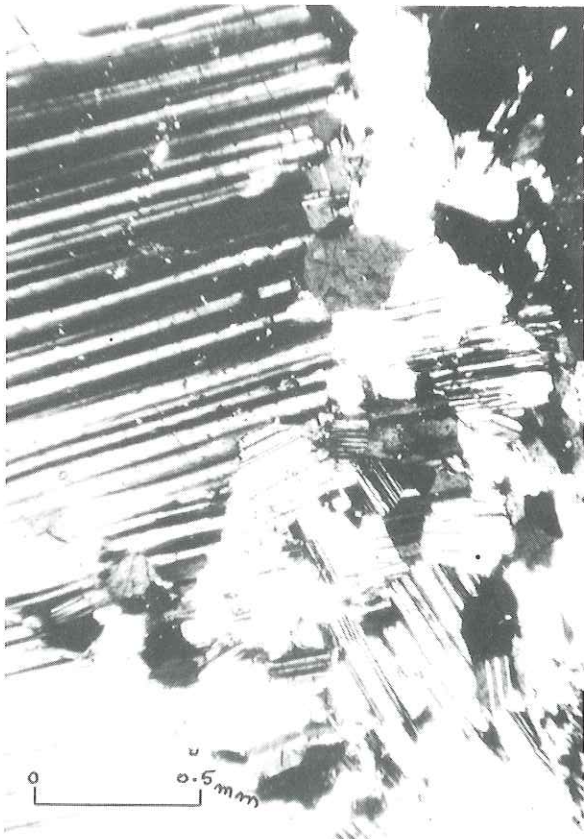


Figure 3

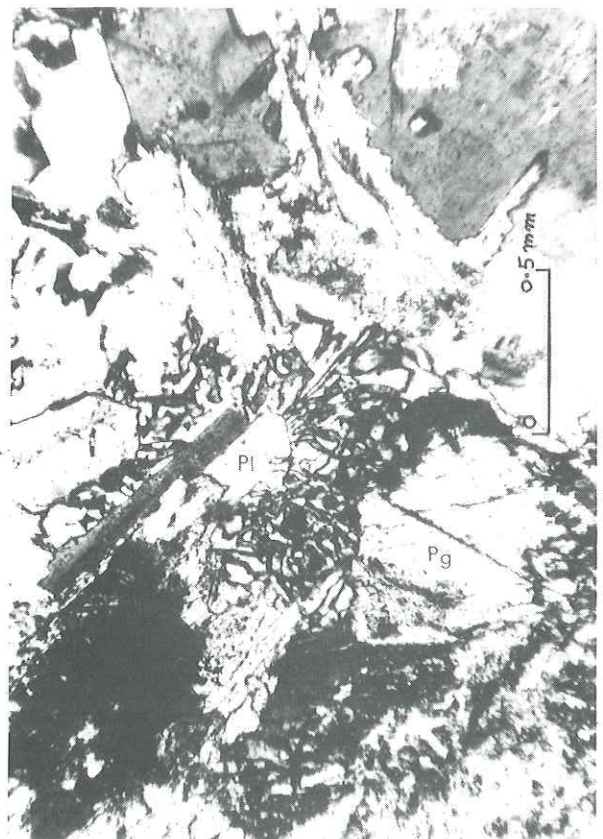


Figure 4

A la lecture de ce tableau on doit souligner l'importance de la teneur en SO_3 dans l'échantillon 28 ($SO_3 = 1,68$). Cela est une indication de la richesse en gaz des fluides introduits dans ces roches. Relevons encore que toutes ces roches ont une teneur élevée en Ca O. Mais il faut dire qu'une partie de ce Ca O est d'introduction tardive, ainsi que le montrent les nombreux filonnets à prehnite et calcite (noter la valeur élevée de $CO_2 = 3,14$ dans l'échantillon 29).

Comme à l'accoutumée nous avons calculé les compositions des minéraux en solution solide d'après la norme virtuelle tirée des analyses.

roche / minéral	28	29	30
orthopyroxène	En ₉₈	En ₈₅	En ₈₅
clinopyroxène	Ca ₅₃ Mg ₄₆ Fe ₁	Ca ₄₀ Mg ₅₂ Fe ₈	Ca ₅₂ Mg ₄₀ Fe ₈
olivine	Fo ₉₅	Fo ₈₂	---
plagioclase	An ₉₃	An ₉₀	An ₉₁

a-2-2 - Plagioclase-clinopyroxène-orthopyroxène-olivine "cumulats" - (gabbros à olivine)

L'amphibolitisation a considérablement troublé dans ce groupe les relations "cumulus" / "intercumulus". Il semble que ce sont des roches où olivine, orthopyroxène et plagioclase sont les cristaux "cumulus". Les clinopyroxènes doivent être une phase "cumulus" qui est entrée en réaction avec les liquides résiduels pour donner la hornblende verte.

L'olivine est une forstérite Fo₇₆ ($2V_z = 94$).

Les plagioclases ne sont pas zonés et ont la même composition que dans le groupe précédent. Il existe très peu de magnétite "intercumulus".

a-2-3 - Plagioclase-orthopyroxène-clinopyroxène "cumulats" (norites)

Dans ce groupe l'hypersthène et le plagioclase sont les cristaux "cumulus", clinopyroxènes, plagioclases et magnétite sont "intercumulus". Il est évident dans ce type de faciès qu'il y a deux générations de plagioclases. Les uns sont de grande taille (1 cm) et appartiennent à la phase "cumulus"; les autres sont plus petits et occupent les espaces interstitiels: ils sont "intercumulus" (planche 11, fig. 3).

C'est dans ces faciès que l'on peut mettre en évidence la cristallisation tardive de la hornblende. Ce minéral se développe après la cristallisation des "intercumulus" de plagioclases par réaction de ces derniers avec les pyroxènes.

Les orthopyroxènes ont une composition variable. La proportion en ferrosilite y est en augmentation et on atteint des compositions En₇₀ ($N_z = 1,702 \pm 0,002$), beaucoup plus rarement En₆₅. Ils possèdent en général le fort pléochroïsme de l'hypersthène et des lamelles d'exsolution de clinopyroxène. Ils sont le plus souvent automorphes.

Les plagioclases sont parfois très calciques (An₉₅). Dans ce cas ils sont automorphes, en inclusion dans l'hypersthène. Mais en général ils sont à An₉₂ ($n_x = 1,576$) pour les "cumulus" et à An₈₈ pour les "intercumulus". Ils sont rarement zonés dans les cristaux "intercumulus".

Les clinopyroxènes sont des cristaux "intercumulus" et sont transformés en hornblende. L'oliv ne est en quantité très faible et se rencontre en inclusions dans les orthopyroxènes.

A bien des points de vue les norites décrites ici ressemblent aux faciès décrits au Skaergaard, sous le terme de "wavy pyroxène rocks". Ici comme là ce sont des matériaux idéaux pour déceler dans les roches des indices de courants de convection.

Les masses noritiques sont proches du contact du complexe intrusif avec les métamorphites.

Une analyse a été effectuée dans les norites. Le résultat en est donné dans le tableau n° 13. Noter dans cette analyse la haute teneur en Al₂O₃.

Tableau n° 13 - Analyse chimique du "plagioclase-orthopyroxène cumular" (norite)

oxydes	31
Si O ₂	45.88
Al ₂ O ₃	21.82
Fe ₂ O ₃	1.01
Fe O	.93
Mn O	0.15
Mg O	10.35
Ca O	12.30
Na ₂ O	0.32
K ₂ O	0.09
Ti O ₂	0.25
P ₂ O ₅	0.18
CO ₂	0.67
H ₂ O ⁺	1.50
H ₂ O ⁻	0.21
Total	100.61

Norme C. I. P. W.

	31
Or	0.56
Ab	2.62
An	56.16
Ca	1.50
Cor	0.61
Hy	33.64
Ol	1.56
Mt	1.39
Il	0.45
Ap	0.33
Total	98.82

Composition normative des minéraux en solution solide :

orthopyroxène : En₇₂

olivine : Fo₆₇

plagioclase : An₉₇

a-2-4 - Plagioclase-hornblende "cumulats"

Ce terme est sûrement incorrect, car la hornblende est une modification tardive du matériel magmatique initial qui devait être un plagioclase-clinopyroxène "cumulat". Du fait de la naissance d'amphibole aux dépens du clinopyroxène originel, les relations "cumulus" / "intercumulus" ne sont pas claires.

Soulignons qu'ici l'apatite apparaît à la fois comme "cumulus" et "intercumulus".

La texture de ces roches est toujours à minéraux xénomorphes. La hornblende brun verdâtre occupe près de 65 % de la roche. Le reste est constitué par du plagioclase (An₇₅, n_x = 1,566) et très peu de clinopyroxène en résidus.

Les gabbros à hornblende sont assez fréquents dans le complexe éruptif. Ils possèdent toujours un "layering rythmique" et on les confond assez facilement avec les amphibolites des métamorphites encaissantes lorsqu'ils sont à leur contact. Cependant l'alternance avec d'autres gabbros et l'absence de déformations tectoniques comparables à celles des amphibolites, permettent de les différencier.

Il arrive aussi que les pyroxénolites de l'unité P se transforment également en roches à hornblende, et même en hornblendites. Il semble que ce type de faciès où les cristaux "intercumulus" sont les plagioclases aient été transformés par les fluides.

Deux analyses chimiques ont été effectuées dans les gabbros à hornblende. Leurs résultats sont consignés dans le tableau n° 14.

Tableau n° 14 - Analyses chimiques des gabbros à hornblende

	32	33
SiO ₂	45.25	49.44
Al ₂ O ₃	15.59	8.74
Fe ₂ O ₃	1.51	1.42
FeO	7.74	6.85
MnO	0.21	0.15
MgO	12.98	16.72
CaO	11.90	12.05
Na ₂ O	0.70	0.50
K ₂ O	0.14	0.11
TiO ₂	0.76	0.51
P ₂ O ₅	0.29	0.27
CO ₂	1.00	0.98
H ₂ O ⁺	1.27	1.81
H ₂ O ⁻	0.13	0.20
Total	99.42	99.73

Normes C. I. P. W.

	32	33
Q	---	0.48
Or	0.56	0.56
Ab	5.76	4.19
An	38.92	21.13
Ca	2.30	2.30
Di	9.79	24.34
Hy	27.39	41.05
Ol	8.95	---
Mt	2.09	2.09
Il	1.52	0.91
Ap	0.67	0.67
Total	97.95	97.72

On peut noter, à la lecture de ce tableau, que la norme comporte beaucoup d'hypersthène virtuel (plus abondant que le clinopyroxène). En fait, on ne retrouve pas de relique de l'orthopyroxène. On peut imaginer que ces faciès à hornblende dérivent des norites ou des gabbros à pigeonite (?) ou encore de "cumulat" dont les pyroxènes seraient très riches en Mg Si O₃ ?

Comme d'habitude nous pouvons calculer à partir de la norme, une composition virtuelle des minéraux en solution solide. Le tableau ci-dessous en donne les valeurs :

minéraux \ roche	32	33
orthopyroxène	En ₇₃	En ₈₀
clinopyroxène	Ca ₅₂ Mg ₃₅ Fe ₁₃	Ca ₅₂ Mg ₃₇ Fe ₁₁
olivine	Fo ₇₀	---
plagioclase	An ₉₂	An ₉₀

a-2-5 - Diabases de bordure (Chilled margin gabbros)

On les trouve au contact des roches métamorphiques. Ces types de roches paraissent avoir cristallisé très rapidement, sans qu'il y ait ségrégation et elles peuvent présenter la composition du magma originel.

Elles sont constituées par des cristaux subautomorphes de plagioclase et des cristaux de pigeonite, feldspath K, quartz et plagioclase.

Les plagioclases ont un cœur calcique très grand et une très mince frange bordière sodique. Très souvent, autour de ces cristaux existe une association graphique de quartz et feldspath potassique. La myrmékite est également parfois présente (planche 11, fig. 4).

Les feldspaths potassiques (probablement sanidine) sont présents en très petite quantité. Les plagioclases ont une composition variable du cœur vers la périphérie depuis An₈₀ jusqu'à An₅₅. Le liséré périphérique peut atteindre An₄₀. Les grands plagioclases subautomorphes qui peuvent atteindre 0,6 cm, sont du labrador-bytownite.

Les minéraux mafiques sont de deux générations. Il y en a en grands cristaux, qui ont cristallisé précocement et ont été transportés par le magma jusqu'au niveau actuel. Ce sont les cristaux "intratelluriques". Ce sont, dans la majorité des cas, des orthopyroxènes très riches en enstatite. Et puis il y a ceux qui sont des cristaux plus fins, des pigeonites ou augite subcalcique ($2V = 25^\circ$). Tous ces pyroxènes sont altérés en hornblende verte. Il y a très peu de biotite, qui est altérée en chlorite. L'apatite, magnétite et ilménite constituent les minéraux accessoires, est présente en très petite quantité. Notons enfin que ces roches ont en général une structure ophitique.

Une analyse chimique de cette diabase est présentée dans le tableau n° 15.

Tableau n° 15 - Analyse chimique de diabase de bordure "Chilled marginal gabbro"

	34
Si O ₂	48.85
Al ₂ O ₃	15.45
Fe ₂ O ₃	3.37
Fe O	9.83
Mn O	0.19
Mg O	4.97
Ca O	10.29
Na ₂ O	0.98
K ₂ O	0.18
Ti O ₂	0.90
P ₂ O ₅	0.36
CO ₂	1.81
H ₂ O ⁺	1.83
H ₂ O ⁻	0.37
Total	99.38

Composition virtuelle des minéraux en solution solide

orthopyroxène : En₄₆

plagioclase : An₈₉

Norme: C. I. P. W.

	34
Q	12.36
Or	1.11
Ab	8.38
An	37.25
Ca	4.10
Hy	26.66
Mt	4.87
Il	1.67
Ap	1.01
Total	97.41

a-2-6 - Différenciats tardifs

Ces roches ne peuvent pas être classées au point de vue descriptif avec les gabbros. Mais au point de vue génétique elles sont intimement liées à eux et constituent des différenciations dans les masses gabbroïques. Ce sont des roches riches en quartz en cristaux "intercumulus" (quartz normatif = 21,42 %), en plagioclase de type oligoclase-andésine, clinopyroxène (ferroaugite ?) et apatite comme phase "cumulus". Une faible quantité de magnétite "intercumulus" est présente. Des zircons apparaissent aussi pour la première fois ; ce sont des cristaux "cumulus".

Dans une classification banale il est difficile de donner un nom à ces roches. Dans le cadre d'une différenciation magmatique ce sont des plagioclases-quartz-clinopyroxène-magnétite-apatite-zircon "cumulats".

Le clinopyroxène est très altéré en hornblende verte. Il s'agissait probablement d'une ferroaugite, riche en Ti O₂, car les produits (fig. 37) d'altération sont : la chlorite, l'ilménite (en réseau squelettique) et la sidérite.

Les plagioclases sont altérés en épidote + clinozoisite + calcite + albite. Leur composition exacte est impossible à déterminer en raison de l'altération. Ils semblent appartenir à la série oligoclase - andésine.

C'est à partir de ces différenciats que se développent les tonalites du groupe des roches acides du complexe.

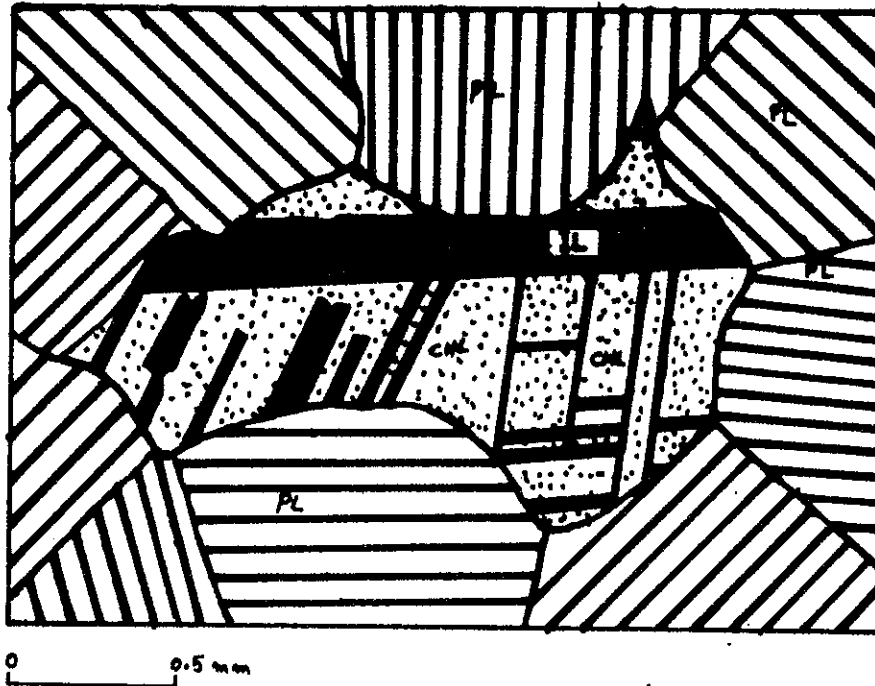


Fig. 37 - Clinopyroxène (ferroaugite ?) "intercumulus" dans un différenciat tardif. -
 Pl = plagioclase ; Chl = chlorite ; Il = ilménite = pseudomorphe d'après ferroaugite .

Une analyse chimique de cette roche est présentée dans le tableau n° 16.

Tableau n° 16 - Analyse chimique du différenciat tardif

	35
Si O ₂	56,33
Al ₂ O ₃	17,68
Fe ₂ O ₃	3,01
Fe O	6,47
Mn O	0,22
Mg O	2,82
Ca O	7,11
Na ₂ O	2,34
K ₂ O	0,07
Ti O ₂	0,93
P ₂ O ₅	0,37
CO ₂	0,54
H ₂ O ⁺	1,74
H ₂ O ⁻	---
Total	99,63

Norme C. I. P. W.

Q	21,42
Or	0,50
Ab	19,91
An	30,30
Cor	2,65
Ca	0,90
Hy	15,32
Mt	4,41
Il	1,67
Ap	1,01
Total	98,09

Composition normative des minéraux en solution solide :
 orthopyroxène : En₄₅
 plagioclase : An₇₄

A la lecture de ce tableau on peut s'apercevoir que la différenciation amène une augmentation de Fe O. Nous en reparlerons plus loin. A notre avis, il s'agit d'un "mésocumulat".

a-2-7 - Olivine-plagioclase "cumulats" (troctolite)

La relation de ces roches avec les autres constituants de l'unité P n'est pas claire, car nous n'avons jamais trouvé ces roches en contact normal avec les gabbros.

Ce sont des roches où olivine et plagioclase sont les cristaux "cumulus" et une autre génération des mêmes minéraux sont les "intercumulus". Il existe aussi, mais en faible quantité, des orthopyroxènes "cumulus" dans ces roches.

Les plagioclases sont de petite taille quand ils sont "intercumulus" et plus grands lorsqu'ils sont "cumulus". Ce sont des plagioclases à An_{90} .

Il y a des réactions aux contacts plagioclase/olivine qui donnent de la hornblende et du spinelle vert (fig. 38).

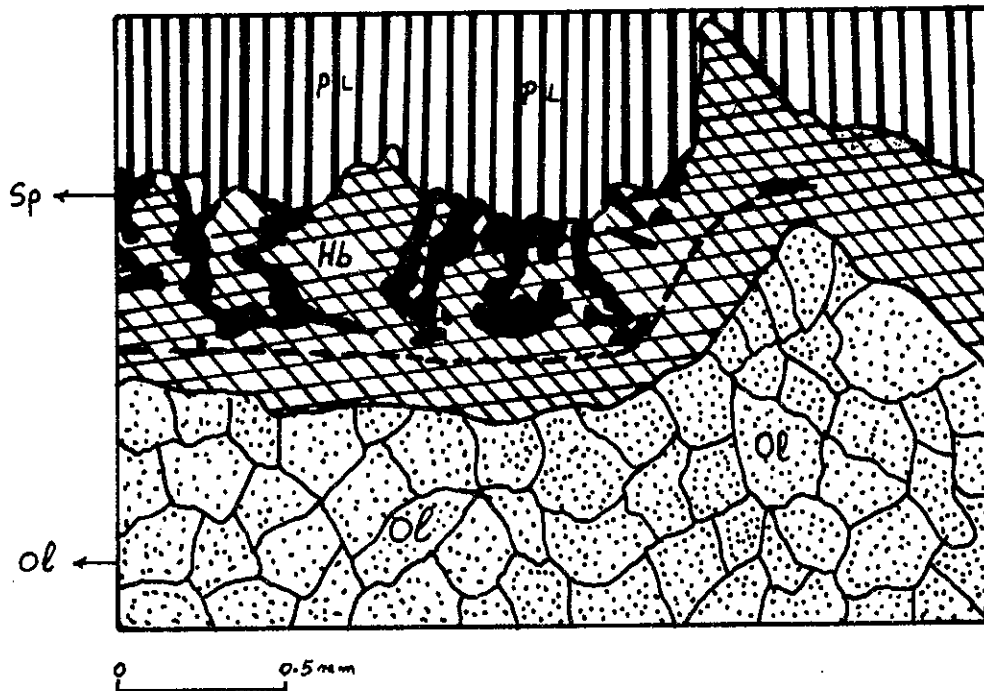


Fig. 38 - Réaction d'olivine (Ol) et de plagioclase (Pl) dans une troctolite produisant de la hornblende verte (Hb) et un spinelle vert (Sp). La terminaison des spinelles montre le contact primaire entre plagioclase et olivine. X = 45

L'olivine est souvent poecilitique : elle contient des cristaux de plagioclases avec auréole réactionnelle de contact (voir fig. 39). Cela permet de dire que ces troctolites sont des "adcumulats" au sens de WAGER et BROWN (1968) (voir plus haut). Les olivines "cumulus" ne se distinguent des olivines "intercumulus" que par leur structure poecilitique. Ces olivines sont à Fo_{74} ($2V_z = 96$).

Une analyse des troctolites est présentée dans le tableau n° 17.

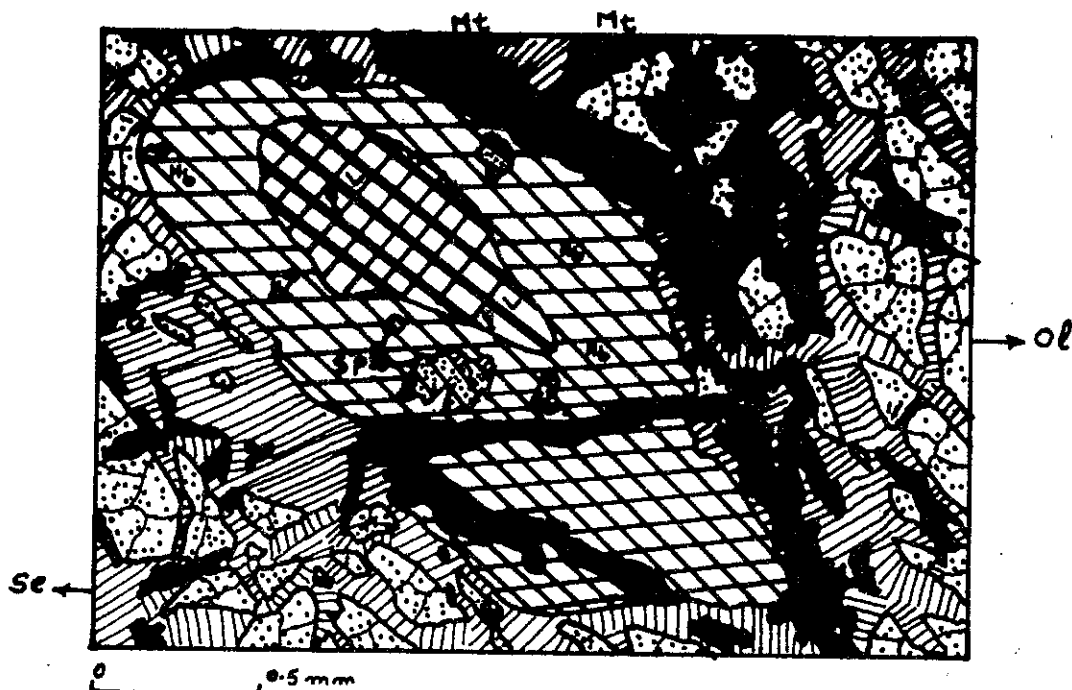


Fig. 39 - Un grand cristal d'olivine (Ol) altéré en serpentine (Se) et magnétite (Mt) contenant un cristal de plagioclase (Pl). Noter la formation de hornblende (Hb) et de spinelle (Sp) par réaction directe de l'olivine et du plagioclase.

Tableau n° 17 - Analyse chimique de la troctolite de l'unité "Ga"

	36
Si O ₂	38.05
Al ₂ O ₃	12.55
Fe ₂ O ₃	5.96
Fe O	6.04
Mn O	0.12
Mg O	23.52
Ca O	7.05
Na ₂ O	0.44
K ₂ O	0.19
Ti O ₂	0.08
P ₂ O ₅	0.30
CO ₂	0.70
H ₂ O ⁺	5.20
H ₂ O ⁻	0.40
Total	100.60

Composition normative des minéraux en solution solide :
 orthopyroxène : En₉₀
 olivine : Fo₈₉
 plagioclase : An₉₃

Norme C. I. P. W.

Or	1.11
Ab	3.67
An	28.63
Ca	1.60
Cor	1.02
Hy	11.76
Ol	37.44
Mt	8.82
Il	0.15
Ap	0.67
Total	94.87

Conclusion sur les roches du groupe "Ga"

En bref, les roches de ce groupe, sauf le "chilled marginal gabbro", sont les produits des phénomènes qui produisent les "adcumulats", "hétéradcumulats", "mésocumulats".

Les "mésocumulats" sont très rares ; les exemples en sont le "différenciat tardif" et la tonalite (voir les roches acides).

a-3 - Les roches acides

Le dernier épisode de la cristallisation du complexe intrusif est celui de la mise en place des roches acides. Ce sont des tonalites, granodiorites et granites. La tonalite est la plus abondante des roches de ce groupe.

Les roches acides se situent en une grande intrusion au Nord de Siah Kuh, de 20 km de long sur 4 m de large. En outre une masse intrusive plus petite recoupe le complexe de Sargaz-Abshur le long de la bordure nord de la Dasht-e-Soghun et recoupe aussi le complexe intrusif basique et ultrabasique. C'est sur ces roches acides que repose, en discordance, le Jurassique inférieur au Nord de Siah Kuh.

a-3-1 - Tonalite

Il s'agit d'un faciès à structure granulaire à minéraux hypidiomorphes. Les plagioclases sont automorphes et le quartz engrené xénomorphe. Le plagioclase est la plupart du temps une andésine-oligoclase, très souvent zonée (anorthite maximale = An_{33}). Il est fortement altéré en séricite + épidote + clinozoïsite. Il est très rarement entouré par de la perthite et antiperthite.

55 à 60 % du volume de la tonalite est occupé par le plagioclase. Les minéraux mafiques sont la hornblende et la biotite. Ils sont altérés en épidote + chlorite + sphène. Ils sont certainement postérieurs aux plagioclases.

Zircon - sphène - apatite et magnétite sont des minéraux accessoires.

Le feldspath potassique est parfois présent mais mineur et paraît interstitiel (entre les plagioclases). Une analyse chimique de la tonalite est donnée dans le tableau n° 18. (37)

Certaines particularités structurales nous amènent à conclure que les roches de ce type dérivent de processus qui produisent des "mésocumulats". En effet,

1 - il est certain que la cristallisation des plagioclases automorphes ("cumulus") est suivie par les cristallisations des minéraux "intercumulus" tels que la hornblende, la biotite, le quartz et le feldspath potassique;

2 - les plagioclases sont zonés, mais cette zonation est brusque : on trouve un cœur très large de plagioclase calcique et une bordure très mince de plagioclase plus sodique, provenant très probablement d'une cristallisation de magma emprisonné.

Seul ce type de roches acides devrait donc être classé avec les différenciés tardifs, mais à cause de la constante association sur le terrain de ce genre de roches avec les granites et granodiorites, nous les avons traités ici ensemble. Nous verrons plus tard que ce genre de roches montre une relation génétique avec d'autres "cumulats", tandis que les granites et granodiorites n'en montrent pas.

a-3-2 - Granodiorite

Ici la composition minéralogique est semblable à celle de la tonalite, mais avec des proportions différentes. La quantité de feldspath potassique s'est accrue et la biotite est devenue plus abondante que la hornblende. La structure est xénomorphique granulaire.

Des analyses chimiques de granodiorite sont données dans le tableau n° 18. (analyses 38 et 39).

a-3-3 - Granites et granophytes

La plupart des granites sont sous forme de granophytes, c'est-à-dire que leur structure est à grain fin avec d'abondantes associations graphiques feldspaths potassiques/quartz. Les structures engrenées se rencontrent aussi assez fréquemment.

Ce sont des roches de couleur rosée où les plagioclases sodiques (albite-oligoclase An_{10-15}) constituent les cœurs des associations graphiques.

La biotite est présente en faible quantité et elle est toujours altérée en chlorite (ripidolite). La muscovite est rarement présente et coexiste avec la biotite.

Zircon, apatite, magnétite existent en tant qu'accessoires.

Une analyse chimique est donnée dans le tableau n° 18. (analyse n° 40).

Tableau n° 18 - Analyses chimiques des roches acides de l'unité "G"

	37	38	39	40
Si O ₂	66.56	68.56	68.51	72.54
Al ₂ O ₃	16.63	17.25	15.20	11.74
Fe ₂ O ₃	1.63	0.55	3.68	0.51
Fe O	3.48	2.50	1.72	1.00
Mn O	0.18	0.13	0.06	0.06
Mg O	0.47	2.24	2.04	1.27
Ca O	3.30	3.30	2.50	2.05
Na ₂ O	4.17	2.23	2.37	3.07
K ₂ O	1.12	1.41	1.61	5.91
Ti O ₂	0.51	0.28	0.30	0.14
P ₂ O ₅	0.16	0.14	0.12	---
CO ₂	0.41	0.30	0.32	0.35
H ₂ O ⁺	1.20	1.08	1.94	0.80
H ₂ O ⁻	0.30	0.12	0.11	0.18
Total	100.12	100.19	100.48	99.60

Normes C. I. P. W.

Q	29.58	38.64	41.46	28.08
Or	6.67	8.34	9.45	35.03
Ab	35.11	19.91	19.91	25.12
An	13.07	13.62	9.73	1.11
Cor	3.77	6.83	6.02	---
Ca	0.90	0.70	0.70	0.80
Di	---	---	---	5.59
Hy	5.95	9.30	5.10	1.82
Mt	2.32	0.93	4.87	0.70
Il	0.91	0.61	0.61	0.30
Ap	0.33	0.33	0.33	---
H m	---	---	0.32	---
Total	98.61	99.21	98.50	98.55

37 : tonalite
 38 - 39 : granodiorite
 40 : granophyre

Malgré le peu de signification dans ces roches de certains des minéraux normatifs (orthopyroxènes), on a calculé comme pour les autres faciès du complexe éruptif, les compositions des minéraux en solution solide à partir des données de la norme. Ces résultats sont donnés dans le tableau ci-dessous.

roche	37	38	39	40
orthopyroxène	En ₂₀	En ₆₀	En ₁₀₀	En ₇₁
clinopyroxène	---	---	---	Ca ₅₁ Mg ₃₄ Fe ₁₅
plagioclase	An ₄₁	An ₅₆	An ₄₇	An ₇

a-4 - Roches filoniennes

Dans la région d'Abshur - Sargaz un grand nombre de filons recoupent toutes les formations. Nous allons examiner ici ceux qui recoupent les métamorphites et le complexe intrusif. Les dykes recoupant les sédiments jurassiques seront étudiés plus loin.

Il y a ici deux catégories de roches filoniennes :

a-4-1 - les diabases,

a-4-2 - les lamprophyres.

Dans les massifs de Siah Kuh existe un réseau de filons de direction E-W. Ces filons sont antérieurs au Jurassique où l'on retrouve des galets. Ils correspondent à la dernière manifestation magmatique avant le Jurassique inférieur.

Un autre système de filons, qui a à peu près la même direction existe également. Mais ceux-ci sont métamorphisés durant la phase M₁-D₁. Leur structure est cependant préservée et il est possible de reconnaître encore l'aspect diabasique ou lamprophyrique. Ces filons sont donc anciens ; nous les datons du Paléozoïque supérieur et leur métamorphisme du Trias.

Ces deux types de filons, métamorphisés ou non, sont étudiés ici en ne tenant compte que de leur structure résiduelle ou non.

a-4-1 - Diabases

Il en existe sans quartz et d'autres avec quartz. Ils ont une structure ophitique et sont essentiellement composés de plagioclase et de clinopyroxène.

La plupart du temps les plagioclases sont zonés. Le centre est très calcique (An₆₅) et il est entouré par une mince auréole sodique. Parfois ces plagioclases sont très grands et automorphes (An₆₅₋₄₀) et confèrent une structure porphyrique à la roche. Il en est de même pour le clinopyroxène. Ce sont sûrement des "primocrysts" intratelluriques. Ils sont saussuritisés et envahis également par la pumpellyite et la prehnite.

Les pyroxènes sont de l'augite et de l'augite subcalcique (les très rares orthopyroxènes sont riches en enstatite et automorphes), ils sont altérés en chlorite et amphibole (trémolite - actinote).

Sphène, ilménite et magnétite sont peu abondants.

Deux analyses de ces diabases sont données dans le tableau n° 19, (analyses n° 41 - 42).

a-4-2 - Lamprophyres

Ce sont des roches caractérisées par de très grands phénocristaux d'augite (0,6 cm) sur un fond holo-cristallin très fin de plagioclase + biotite + très peu de pyroxènes.

L'augite est subautomorphe ; sa bordure réabsorbée a réagi avec la mésostase. Elle est transformée en biotite + calcite + hornblende vert foncé, parfois chloritisée. Elle constitue jusqu'à 25 % du volume de la roche.

La biotite est d'un type brun à bordure verdâtre. Elle est chloritisée et constitue l'essentiel de la phase mafique de la mésostase.

Le plagioclase est zoné avec un centre calcique (An₅₂, n_x = 1,554) et une mince frange bordière plus sodique (An₂₅ environ).

L'olivine était peut-être présente, mais elle ne subsiste qu'en fantômes, transformés en un mélange de chlorite + serpentine + calcite + dolomite et magnétite.

Le feldspath potassique (probablement de la sanidine) est présent en très faible quantité dans la mésostase. D'après la classification de WILLIAMS, TURNER et GILBERT (1955) il s'agit probablement d'une spessartite. Une analyse chimique de ce lamprophyre est donnée dans le tableau n° 19 (analyse 43).

L'équivalent métamorphique ressemble à ce type, mais il possède quelques modifications minéralogiques dues aux recristallisations des phases $M_1 D_1$ et M : les phénocristaux de pyroxènes sont totalement transformés en hornblende verte et leurs résidus reconnaissables sont rares. Les plagioclases magmatiques ont totalement disparu et sont remplacés actuellement par des agrégats d'épidote + clinozoisite et albite. Le fond holocristallin et fin originel est complètement recristallisé en hornblende - épidote et albite.

Tableau n° 19 - Analyses chimiques des diabases et lamprophyres filonniens

	41	42	43
Si O ₂	52.23	46.88	41.96
Al ₂ O ₃	12.16	17.40	12.87
Fe ₂ O ₃	2.12	2.03	4.75
Fe O	7.14	6.99	6.79
Mn O	0.20	0.18	0.19
Mg O	8.21	9.49	10.70
Ca O	10.15	9.80	10.30
Na ₂ O	0.71	1.73	1.68
K ₂ O	0.48	0.37	1.19
Ti O ₂	0.47	1.15	0.90
P ₂ O ₅	0.26	0.29	0.44
CO ₂	2.52	0.81	3.59
H ₂ O ⁺	3.70	2.56	3.93
H ₂ O ⁻	0.23	0.19	0.42
Total	100.58	99.87	99.71

Normes C. I. P. W.

Q	15.78	---	---
Or	2.78	2.22	7.23
Ab	5.76	14.15	14.15
An	28.91	38.92	23.91
Di	3.15	2.44	2.41
Hy	29.93	30.88	23.02
Ol	---	1.01	7.12
Mt	3.02	3.02	6.96
Il	0.91	2.13	1.67
Ap	0.67	0.67	1.01
Ca	5.70	1.80	8.2
Total	96.70	97.24	95.68

41 - 42 : diabase
43 : lamprophyre

A partir des normes virtuelles calculées grâce aux analyses chimiques on peut donner, ainsi qu'à l'habitude, les compositions des minéraux normatifs en solution solide. Ces compositions sont données ci-dessous.

minéral	41	42	43
orthopyroxène	En ₆₅	En ₇₀	En ₇₇
clinopyroxène	Ca ₅₁ Mg ₃₀ Fe ₁₉	Ca ₅₂ Mg ₃₆ Fe ₁₂	Ca ₅₃ Mg ₄₁ Fe ₆
olivine	---	Fo ₇₀	Fo ₇₅
plagioclase	An ₉₀	An ₈₃	An ₇₆

b) - Pétrogenèse

L'étude minéralogique et pétrographique qui précède nous permet maintenant de discuter les problèmes que pose la mise en place des complexes intrusifs de la région d'Esfandagheh. Ceux-ci sont essentiellement au nombre de trois que nous allons aborder successivement:

b-1 - cristallisation

b-2 - la différenciation magmatique

b-3 - Les mécanismes de l'intrusion.

b-1 - Cristallisation

Il y a eu certainement plusieurs temps de cristallisation et nous avons, au début de l'étude du complexe intrusif, montré que nous avons affaire à des processus de cristallisation fractionnée. Ce processus sera détaillé sous le chapitre : cristallisation primaire.

Mais après ce temps initial d'autres phénomènes interviennent dont nous avons vu les traces dans les roches : ces processus de cristallisation tardive occuperont un deuxième chapitre. Enfin nous savons que les roches magmatiques ont été fortement déstabilisées ultérieurement par une intense activité hydrothermale que nous discuterons ensuite sous le titre : métamorphisme de la phase M₄.

b-1-1 - Cristallisation primaire

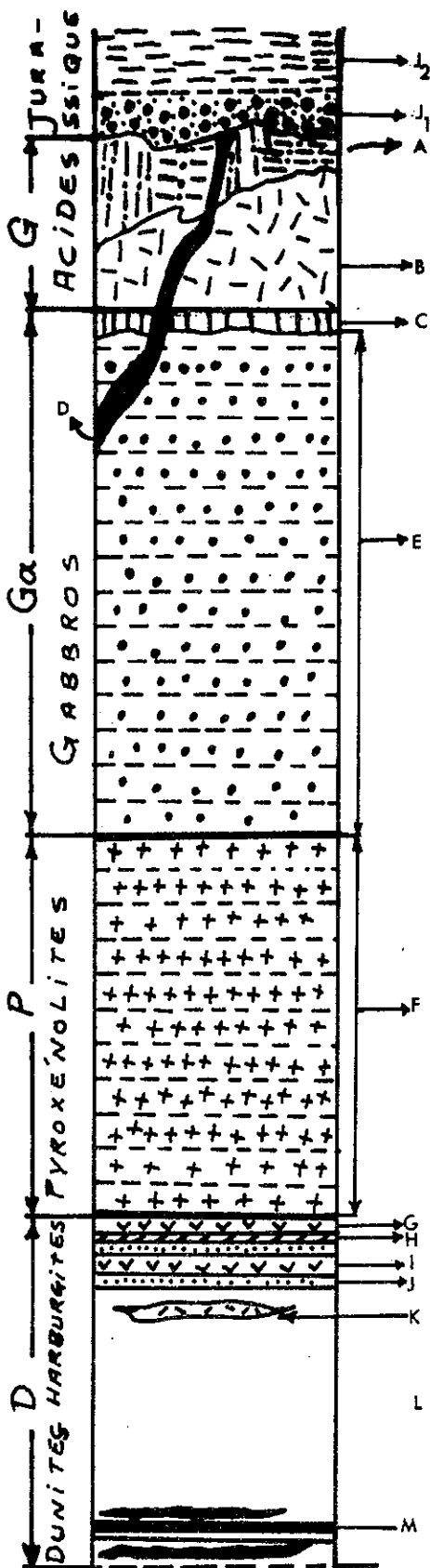
La figure 40 résume la suite logique des différents faciès présents dans les complexes intrusifs de la région d'Esfandagheh. On y a affecté, aux différentes unités superposées, une dimension à peu près proportionnelle à leur importance sur le terrain.

Soulignons que cette succession ainsi schématisée est restituée c'est-à-dire que la coupe complète idéale et continue n'a pas été réellement observée sur le terrain, mais ce sont les études pétrographiques qui ont permis de reconstituer ainsi cette superposition.

Lorsque l'on étudie un tel complexe, la première question qui se pose est celle de comprendre comment apparaissent ou disparaissent les différents minéraux, d'une unité à l'autre, mais aussi comment ils se répartissent dans les phases "cumulus" et "intercumulus".

Notre étude pétrographique montre que dans les différents faciès étudiés, la cristallisation obéit à la règle de la cristallisation fractionnée des minéraux en solution solide. Cela veut dire que les minéraux de haute température, ou qui sont les plus riches en molécules de haute température dans la suite minérale considérée, apparaissent d'abord et sont à la base des séquences, puis sont suivis par ceux de plus basse température, qui se situent vers le haut des séquences.

Afin de discuter plus facilement ces variations, nous avons résumé sur le tableau ci-après (voir fig. 41) la variations des différentes suites minérales en présence (en nous aidant des compositions normatives calculées dans chaque cas, voir plus haut) ainsi que l'ordre d'apparition ou de disparition de ces minéraux dans les différentes unités.



j_2 flysch du Jurassique moyen

j_1 conglomérat du Jurassique inférieur

a granite et granophyre

b tonalite - granodiorite

c - différenciat tardif

d - filons diabasiques et lamprophyriques

e - essentiellement "plagioclase - clinopyroxène" cumulat" alternant avec des "plagioclases - clinopyroxène - olivine cumulats" (gabbro à olivine) et "plagioclase - orthopyroxène - cumulats (norite) et plagioclase - olivine cumulats (troctolite).

f - Différents clinopyroxène - olivine - orthopyroxène cumulats et très peu de plagioclase - clinopyroxène cumulats.

g - Lherzolite

h - Webstérite

i - Lherzoïte

j - Harzburgite

k - "clinopyroxène - plagioclase cumulats"

l - Dunite très riche en forstérite + harzburgite (en quantité mineure)

m - Chromitite et dunite riche en chromite

----- Base non exposée et faillée

Figure 40 - Superposition et valeur relatives des différentes unités de faciès dans le complexe intrusif rubané de la zone Sargaz-Abshur -

Ce tableau appelle les commentaires suivants, pour chacune des phases représentées :

- olivine.

Le premier péridot à cristalliser était très proche d'une forstérite pure comme on peut le constater dans l'unité inférieure "U". En outre, dans chacun des niveaux de cette unité apparaît une variation peu sensible mais de même sens ; l'olivine est à Fo₉₈ dans les "layerings" à chromite (chromite - dunité...) et à Fo₈₀ dans les autres. Cette olivine est soit dans la phase "cumulus", soit dans "l'intercumulus" et elle est présente jusque dans l'unité "Ga". Mais elle est absente des norites du "différenciat tardif".

- orthopyroxène

La teneur en enstatite de l'orthopyroxène va en décroissant de l'unité "U" à l'unité "Ga" et la quantité du clinopyroxène en exsolution croît, au contraire, quand on va dans le même sens. Cette polarité va toujours dans le sens d'une augmentation du fer dans le pyroxène. C'est un schéma tout à fait comparable à celui des olivines.

Dans l'unité "U" il constitue la phase "intercumulus" développée aux dépens de l'olivine ; dans l'unité "P" il devient parfois "cumulus", mais l'est toujours dans l'unité "Ga", surtout dans les norites.

- clinopyroxène

D'après les données dont nous avons pu disposer (et qui ne sont pas des analyses chimiques de minéraux purs mais simplement une appréciation de leur composition d'après la norme calculée pour la roche), la variation est en direction d'une diminution du pyroxène Mg et augmentation du pyroxène Fe. Cela corrobore les indications précédentes. Il est présent jusqu'à la fin de l'unité "Ga" y compris dans le "différenciat tardif".

Le clinopyroxène de l'unité "P" est considéré comme très magnésien, car si l'on examine le calcul de la norme des pyroxènes - plagioclases "cumulats" (ech. SAE-161) on s'aperçoit que l'hypersthène (Hy = 9,95, soit Mg O Si O₂ = 8,5 et Fe O Si O₂ = 1,45) et l'olivine (Ol = 14,52, soit 2 Mg O₂Si O₂ = 11,97 et 2 Fe O₂Si O₂ = 2,55)

virtuels apparaissent, bien qu'ils soient en réalité absents de la roche. Ces éléments normatifs sont très magnésiens (Hy = En₈₅, Ol = Fo₈₂) et indiquent donc une forte teneur en Mg dans la roche bien qu'ils n'y soient pas représentés.

D'ailleurs dans le même faciès le clinopyroxène s'altère en chlorite magnésienne, ce qui est une indication dans le même sens.

Une étude détaillée de ces clinopyroxènes serait très utile.

- Plagioclase

Ces minéraux sont présents dès la chromitite (quoiqu'en faible quantité) jusqu'à la fin du cycle. Les premiers plagioclases (unités inférieures) n'ont pu être mesurés car ils sont totalement altérés en clinozoisite. Cependant, grâce au calcul de la norme, à partir des analyses de roches totales, on voit que dans les dunités le plagioclase virtuel est An₉₆.

La composition des plagioclases reste très calcique dans l'unité "Ga" et ce n'est que dans le "différenciat tardif" que la composition An₄₅ est atteinte. Par contre, dans l'unité "G" l'albite pure (An₅) est observée dans les faciès granitiques.

- Phases opaques

La chromite est majeure dans l'unité "U", elle est dans plusieurs cas riche en picotite et laisse la place à celle-ci dans la zone de transition entre "U" et "P". Dans l'unité "P" la magnétite est un cristal "intercumulus", tout comme dans l'unité "Ga". L'ilménite apparaît dans le "différenciat tardif" et très peu dans "G".

- Apatite

Ce minéral apparaît comme cristal "cumulus" et "intercumulus" dans l'unité "Ga" et subsiste sous cette forme jusqu'en "G".

- Zircon

Il apparaît comme cristal "cumulus" à la fin de l'unité "Ga" dans le "différenciat tardif" et reste sous cette forme jusque dans l'unité "G".

Soulignons encore que le feldspath potassique n'apparaît que dans l'unité "G" autour des plagioclases (très peu de feldspath K a été rencontré dans le "différenciat tardif" de "Ga"). La biotite a le même comportement et n'apparaît, avec la muscovite, que dans "G".

La hornblende enfin est présente tout au long du cycle et pose un problème particulier (voir cristallisation tardive).

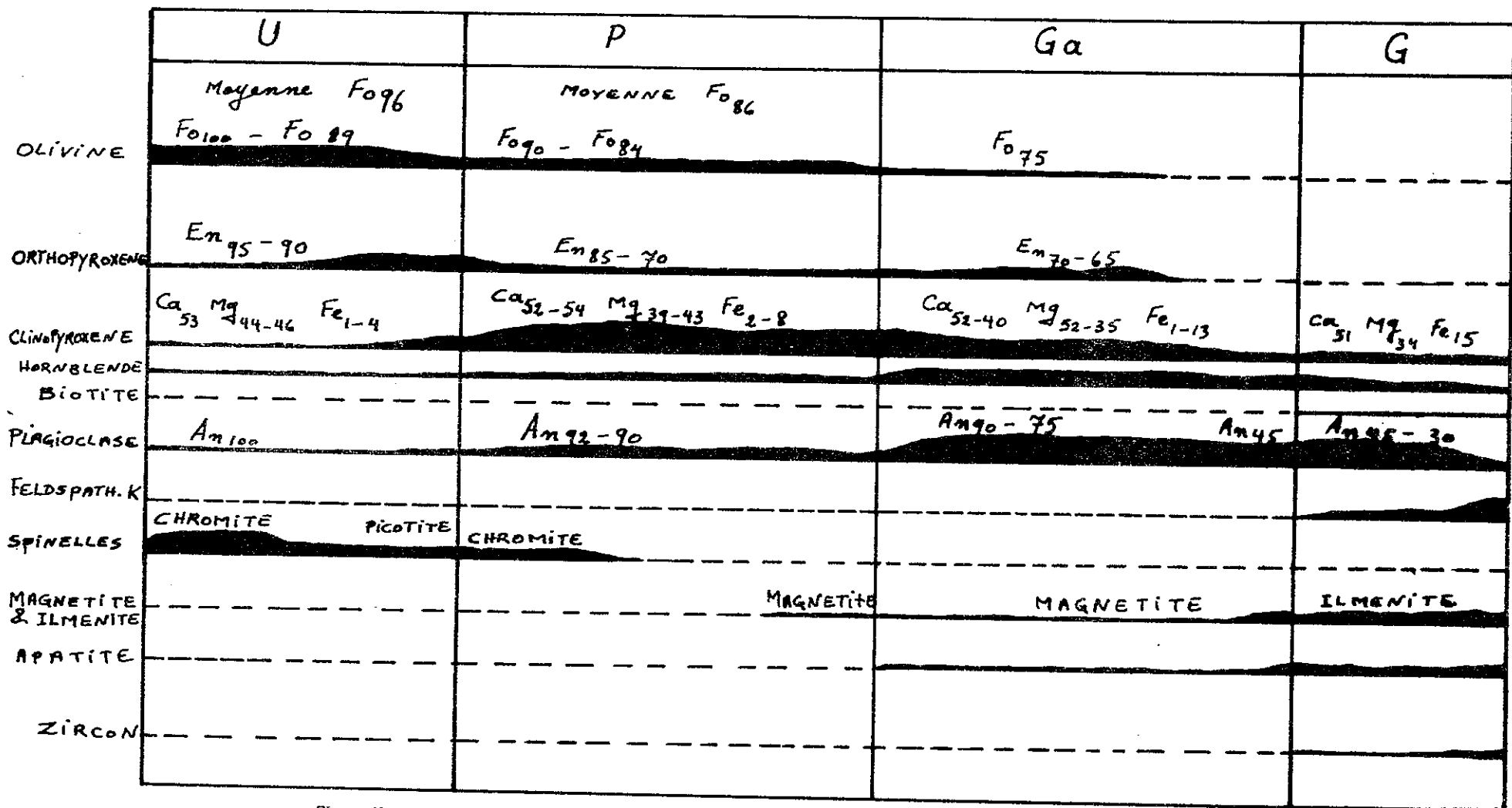


Figure 41 - Variations minéralogiques des suites minérales dans les différentes unités du complexe intrusif et ordre d'apparition des différents constituants.

Au total on s'aperçoit que la cristallisation magmatique fractionnée est très bien illustrée ici. Elle se traduit par : la précipitation de cristaux "cumulus" entre lesquels les "intercumulus" cristallisent à leur tour (voir données pétrographiques) ; les minéraux en solutions solides apparaissent d'abord sous leurs formes de haute température (horizons bas) puis sous celles de plus basses températures (voir ci-dessus) ; les "layerings" rythmique et cryptique sont la règle dans ces faciès (voir données générales).

b-1-2 - Cristallisation tardive

Ces phénomènes tardifs ont pu être mis en évidence grâce aux données ci-après :

- naissance de hornblende aux dépens des clino et orthopyroxènes,
- apparition de structure symplectique avec association hornblende + spinelle vert.

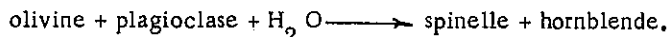
Ni la hornblende, ni le spinelle vert n'ont été observés comme cristaux "cumulus" et il semble que la présence de ces minéraux est déterminée dans ces roches par deux facteurs : la présence de plagioclase et l'existence de contacts directs entre ceux-ci et l'olivine ou les pyroxènes.

Ainsi hornblende et spinelle vert ont sûrement cristallisé après la phase magmatique et cela dans tous les faciès depuis les dunités jusqu'aux granites.

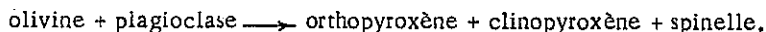
Il se pose d'abord la question de l'origine de l' H_2O nécessaire à la création de ces nouveaux minéraux : est-ce une eau résiduelle magmatique ou une eau extérieure provenant par exemple de l'assimilation des métamorphites par le matériel intrusif ?

Rappelons d'abord le mécanisme de la réaction entre plagioclases et minéraux mafiques, qui conduit à la création de hornblende.

La structure coronitique est généralement développée dans la plupart des "cumulats" à olivine. Elle se présente sous deux formes : ou bien olivine et plagioclase ont réagi directement et on a un cœur d'olivine entouré par une couronne de hornblende, puis par une auréole à croissance simultanée de hornblende et spinelle vert (aspect myrmékitique). Les terminaisons des vermicules de spinelle dessinent en général les contours du plagioclase (voir fig. 38). Ce type de structure se rencontre dans les olivine-plagioclase "cumulus" (ech. SAB-165) et la réaction suivante est probable :



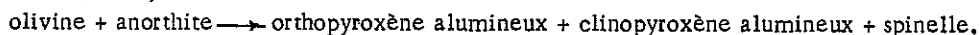
Une autre forme de structure coronitique présente des cristaux d'olivine entourés par une auréole d'orthopyroxène, puis par une bande d'amphibole qui se charge en vermicules de spinelle vers l'extérieur de la couronne, enfin vient le plagioclase (qui est en outre prehnitisé). L'auréole de pyroxène peut être parfois constituée par l'ortho et le clino-pyroxène. Ce deuxième type de texture peut s'expliquer de deux manières. Une première explication serait une réaction olivine/plagioclase donnant,



La hornblende étant formée par la suite aux dépens des pyroxènes.

Une autre explication serait de considérer les pyroxènes comme des minéraux magmatiques développés par réaction entre l'olivine et le liquide "intercumulus". Après cette première étape la somme des minéraux mafiques réagirait avec le plagioclase, à une époque où la pression des fluides serait assez élevée pour donner hornblende et spinelle.

Dans ce type de structure la première explication n'est pas valable pour plusieurs raisons. Jamais la structure symplectique pyroxène/spinelle n'a été observée. Au contact des plagioclases le pyroxène (clino ou ortho) est transformé en hornblende + spinelle et chaque fois que le pyroxène contient du spinelle la hornblende est présente. De même quand il n'y a pas de spinelle, il n'y a pas de hornblende. Par ailleurs ce type de structure se rencontre dans des roches où les pyroxènes sont des cristaux "intercumulus" développés aux dépens de l'olivine (voir fig. 32). Il s'agit d'une phase magmatique qui n'a rien à voir avec l'apparition de la hornblende + spinelle (noter la corrosion de l'olivine par le pyroxène et la place de la zone à spinelle par rapport à ces deux minéraux sur la figure 32). Enfin il peut arriver que le plagioclase soit inclus dans une olivine. Dans ce cas, à la limite entre les deux minéraux il y a immédiatement les lisérés à hornblende + spinelle (voir fig. 39 ci-dessus). Il est ainsi démontré que l'action du plagioclase sur l'olivine ne produit pas de pyroxène comme dans la réaction proposée par KUSHIRO et YODER (1966, in WHITNEY et Mc LELLAND, 1973).



Cette réaction n'est donc pas valable ici et les structures coronitiques complexes présentes ici (fig. 32 par exemple) sont le résultat de deux événements successifs :

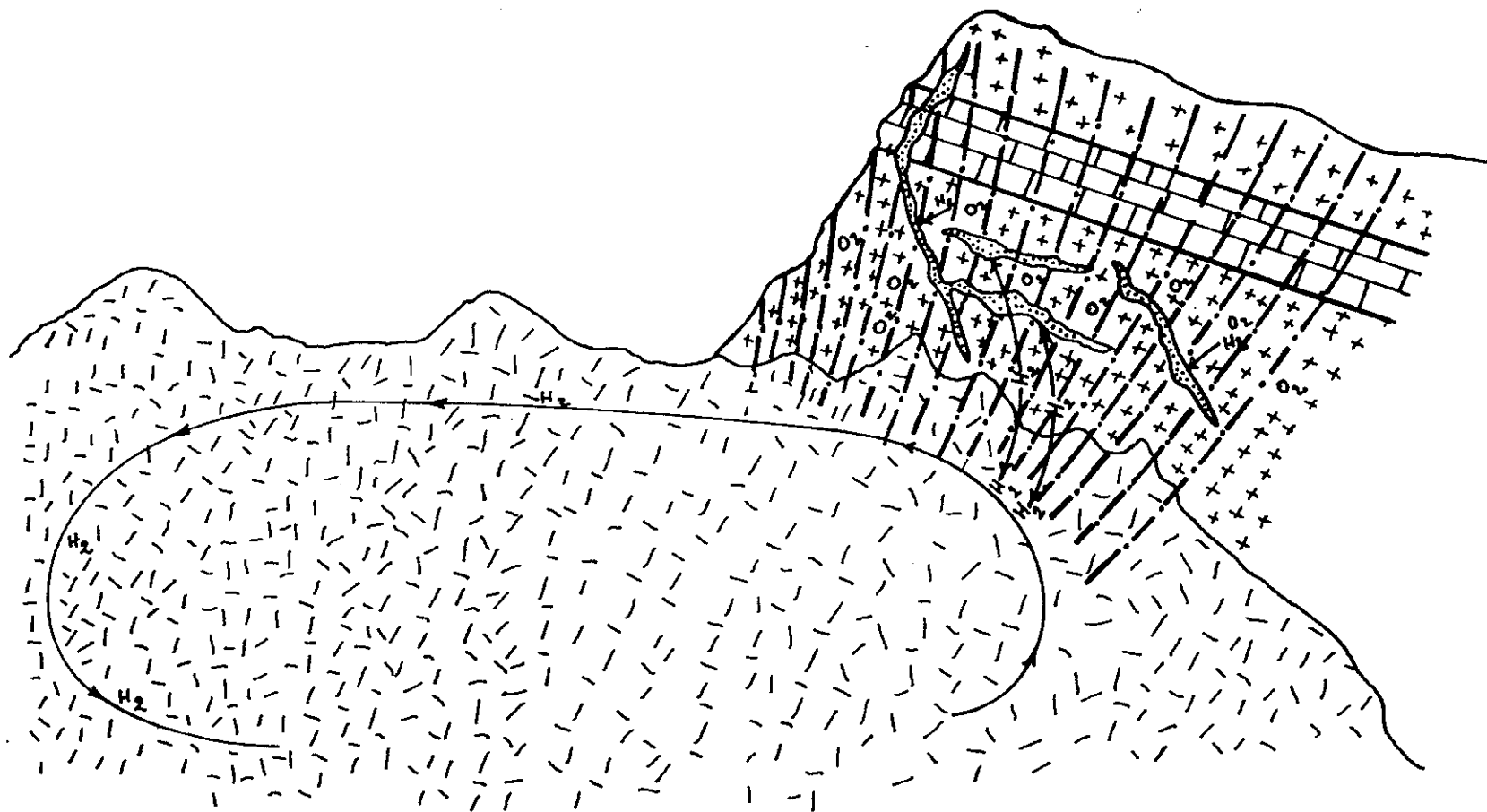


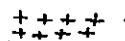
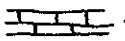


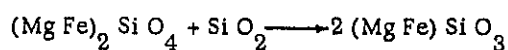


Figure 42 - Schéma illustrant les relations et les échanges entre complexe intrusif et métamorphites encaissants.

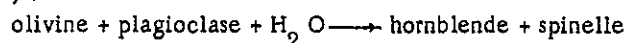
-  - Courants de convection dans le magma du complexe intrusif en cours d'intrusion et de cristallisation
-  - Flux thermique dans les métamorphites d'Abshur
-  - Amphibolites transformées en cornéennes basiques.
-  - Marbres divers
-  - Mobilisats
-  - Magma en cours de mise en place

1) olivine \longrightarrow orthopyroxène (réaction des cristaux "cumulus" avec les liquides résiduels dans la cristallisation magmatique).



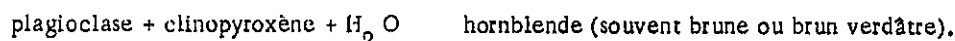
2) pyroxène + plagioclase + H_2O \longrightarrow hornblende + spinelle (réaction tardive sous l'influence des fluides).

Eventuellement d'ailleurs l'olivine peut réagir directement avec le plagioclase sans l'intermédiaire de pyroxène. On a alors comme en 2) :



ce qui est évidemment une réaction se réalisant dans les mêmes conditions. D'autres arguments peuvent être apportés à ce raisonnement :

les clinopyroxènes entourant les olivines ne possèdent jamais de structure coronitique intermédiaire. Ce sont souvent de grands cristaux "cumulus" et ils peuvent réagir séparément avec les plagioclases. Nous l'avons vu dans les plagioclase-clinopyroxène "cumulats". Dans ce cas les bordures entre les deux minéraux sont irrégulières, il y a résorption du plagioclase et seule la hornblende est produite, sans spinelle. On a :



Dans le même temps les plagioclases sont transformés en clinozoisite + zoisite (elles-mêmes reprises par la clinozoisite de la phase M_4 , qui est donc un autre phénomène ultérieur).

A cette même période durant laquelle apparaît la hornblende, il existe une serpentinisation de l'olivine (qui ultérieurement sera également reprise par la serpentinisation de la phase M_4).

On est donc conduit à admettre qu'il se produit en fin de cristallisation magmatique des transformations qui permettent l'apparition de hornblende et où l'eau doit donc intervenir.

Quelle est l'origine de l' H_2O à cette période ?

Nous avons vu que le complexe intrusif assimile en plusieurs endroits la partie inférieure des métamorphites dans lesquelles il se met en place. Ces métamorphites d'Abshur sont essentiellement constituées par des amphibolites et nous savons que sous l'influence de l'intrusion elles avaient tendance à se transformer en pyroxénites (voir plus haut). Ainsi dans cette transformation : amphibole \longrightarrow pyroxène il y a libération d' H_2O , ou plus exactement libération de H^+ (voir la discussion concernant l'évolution des amphiboles d'Abshur permettant d'envisager les conditions oxydantes du milieu de contact). Ainsi H^+ est emporté avec les mobilisats, ou, si l'on veut, avec tous les matériaux magmatiques actifs. Or, nous savons qu'à cette période il existait dans le complexe éruptif des courants de convection mis en évidence par le "layering" (voir WAGER et BROWN, 1968). Il est facile d'imaginer que ces courants peuvent entraîner l' H^+ disponible (et prélevé dans les roches encaissantes en cours de réaction) vers des zones profondes à dunités et chromitites. Il va de soi que ce phénomène ne peut intervenir que lorsque le magma en cours d'intrusion et de cristallisation, traverse ou est mis en contact avec les métamorphites de son encaissant. La figure 42 tente d'illustrer schématiquement ce processus.

En outre il ne faut pas oublier que la paragenèse hydratée à hornblende est une phase tardi-magmatique. Cela signifie qu'il s'agit d'une cristallisation des derniers résidus fondus qui sont en principe riches en H_2O et en phases gazeuses. Ces fluides peuvent eux aussi entrer en circulation grâce aux courants de convection. Mais cela ne peut qu'intensifier le phénomène auquel nous faisons appel plus haut.

Quoi qu'il en soit, il est certain que la hornblende ne constitue pas un précipitat magmatique, même dans les roches de "différenciat tardif". Dans celui-ci en effet la phase ferromagnésienne magmatique est exprimée sous forme de ferroaugite, et là, comme dans les tonalites elles-mêmes d'ailleurs, la hornblende peut être une pseudomorphose d'anciens pyroxènes.

Ainsi il est au moins vraisemblable d'admettre que la quantité d' H_2O du magma, ou plus exactement de H^+ , s'est trouvée accrue par contamination par les amphibolites de l'encaissant. Il en est résulté cette cristallisation hydratée tardive à amphiboles. Soulignons enfin que toute phase pneumatolytique est complètement absente dans ce processus. En effet, il n'existe jamais dans le complexe intrusif de pegmatites acides ou d'autres manifestations rapportables à une telle activité.

b-1-3 - Le métamorphisme de la phase M₄

Les actions de ce métamorphisme sont très intenses et largement répandues sur toute la région : c'est un métamorphisme régional.

Presque tous les minéraux primaires sont affectés par des transformations dont les plus importantes sont résumées ici :

- chromite → stichtite, ká mmerierite, hématite.
- olivine → serpentines, humites diverses, magnétite, hématite, magnésite, dolomite, hydro-magnétite, talc.
- clinopyroxènes → chlorite magnésienne, talc, trémolite (ouralite), sphène, ilménite.
- orthopyroxènes → bastite, hématite, talc, grossulaire.
- plagioclases → pumpellyite, prehnite, clinozoïsite, séricite, épidote, hydrogrossulaire, calcite et aussi probablement pyroxènes sodiques.
- feldspaths K → séricite et pélite (argiles), jarosite.
- biotite → chlorite, sphène, ilménite, leucoxène.
- hornblende → chlorite, épidote, magnétite.

Lors de ces altérations les pressions partielles de gaz étaient importantes (en particulier CO₂, SO₃, F) comme l'indiquent les minéraux secondaires produits. Une oxydation assez importante s'est également produite durant cette phase. Elle masque ainsi l'état d'oxydation des magmas et empêche d'utiliser le rapport Fe₂O₃ / FeO des données chimiques comme indicateur de l'état d'oxydation des roches originelles. Ajoutons enfin que dans certains cas particuliers (dans les granites) il y a développement de barytine aux dépens des feldspaths et de jarosite à partir des feldspaths potassiques. Cela montre qu'à cette période les fluides responsables des altérations étaient assez chargés en SO₃ (entre autres gaz).

b-2 - La différenciation magmatique

Il est nécessaire tout d'abord de tenter de découvrir quel était le magma originel qui a pu engendrer la suite de roches que nous avons étudiées. Les faciès de bordure (ou, au sens des pétrologistes spécialistes des intrusions à "layering" = les "chilled marginal rocks") sont très rares dans la région d'Esfandagheh. Cette circonstance est regrettable car ces roches sont de bons indicateurs de la composition globale initiale du magma. Il se trouve que pour le complexe intrusif étudié ses bordures avec l'encaissant sont souvent faillées, ou, si elles sont normales, constituées par des diabases à pigeonite à phénocristaux intratelluriques de pyroxènes. Ce n'est donc pas avec ce type de roche que l'on peut préciser le chimisme du magma originel. On a recherché de façon systématique sur plus de dix faciès de ces roches, des gisements qui ne contiendraient pas ces cristaux intratelluriques porphyriques. Or, ils en contiennent tous. Aussi a-t-on choisi de prendre comme type de ces roches, faute de mieux, les faciès étudiés sous le nom de diabases de bordure ("chilled margin gabbro") (éch. SAB-40 et tableau n° 15, analyse n° 34).

On constate là qu'il existe une assez faible quantité de MgO (MgO = 4,97) et que du quartz et de l'hypersthène normatif ont pu être calculés. Ce quartz est effectivement présent dans la roche sous deux formes : ou bien il est en grains indépendants, ou bien en association graphique avec le feldspath potassique. Le plagioclase présente une légère zonation, mais l'auréole externe sodique des cristaux est très fine, ce qui indique que la cristallisation a été rapide sans qu'il y ait eu possibilité de création en grandes quantités de fluides résiduels enrichis en soude. D'ailleurs le calcul du plagioclase normatif à partir de l'analyse globale de la roche donne An₈₀, alors que les plagioclases effectivement présents dans les roches sont à An₈₉ pour les premiers cristallats et à An₅₅₋₄₀ pour leurs auréoles de bordure. On peut penser que dans l'analyse globale sont inclus des produits dus à la phase hydrothermale calcique tardive et que finalement le magma originel a pu donner des plagioclases assez basiques. On constate de même que dans les faciès de cristallisation tardive (tonalites) les parties centrales des plagioclases sont à An₃₃ et qu'il y a très peu de plagioclase plus sodique.

Quant à la présence d'hypersthène normatif il s'accorde avec la présence réelle de pigeonite dans ce type de roche.

Ainsi ces diabases de bordure, malgré ce qui en est dit plus haut, possèdent suffisamment de caractères propres à les faire considérer comme représentatives du magma originel. La cristallisation a été suffisamment brutale pour que différenciation et ségrégation soient minimales et nous considérerons le chimisme de ce faciès comme l'équivalent du matériel initial à partir duquel toute la suite des roches du complexe intrusif a pu prendre naissance.

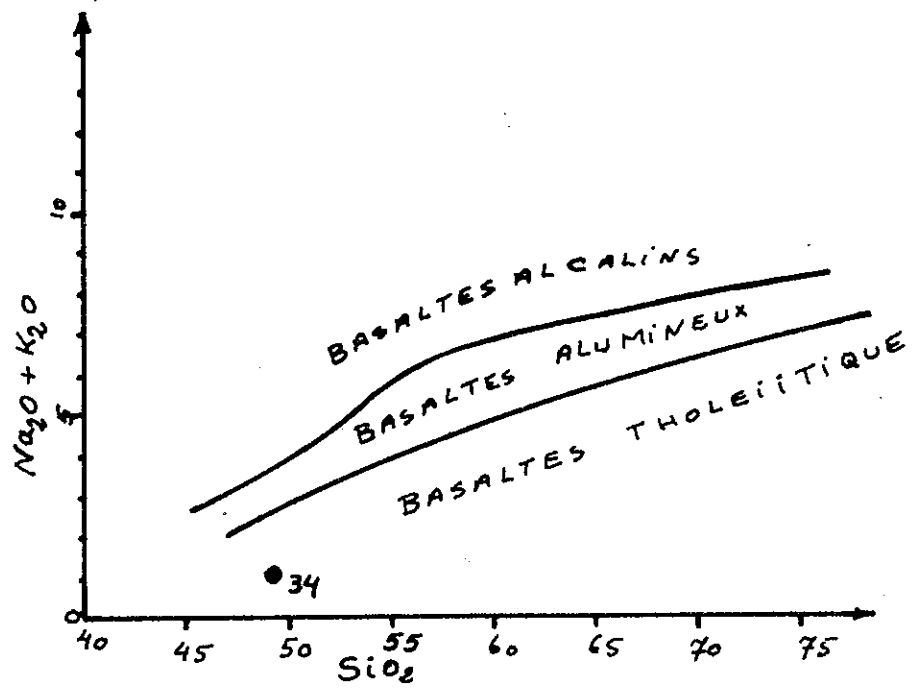


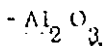
Figure 43 - Place de diabase de bordure (Chilled marginal gabbro) du complexe intrusif de la région d'Esfandagheh dans le diagramme de répartition basaltes alcalins - basaltes alumineux - basaltes tholéitiques de KUNO (1968).

Selon YODER et TILLEY (1962) les basaltes à quartz normatif, auxquels appartiennent les diabases de bordure, sont des tholéiites. Effectivement nos analyses se situent bien dans le diagramme de répartition des basaltes alcalins - basaltes tholéiitiques - basaltes alumineux de KUNO in POLDERVAART (1968) dans le champ des basaltes tholéiitiques (voir fig. 43). Nous avons évidemment bien peu d'analyses pour être assuré de la représentativité des chiffres fournis ici. Cependant les différents caractères énumérés paraissent suffisants pour permettre d'affirmer, dans l'état actuel des connaissances, que le magma originel du complexe intrusif de la région d'Esfandagheh était de composition tholéiitique, très pauvre en alcalins (somme $K_2O + Na_2O = 1,26$).

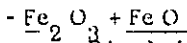
A partir de ce magma tholéiitique les suites de roches étudiées plus haut vont se différencier depuis des faciès ultrabasiques jusqu'aux faciès acides, au cours de la cristallisation. Afin de résumer, et de visualiser les variations chimiques de chacun des termes analysés, nous avons représenté les teneurs des différents oxydes dans les roches en fonction du rapport $100 \text{ MgO} / \text{MgO} + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ (voir fig. 44). Ces diagrammes appellent les commentaires suivants :



En fonction de M ($M = \text{valeur du rapport } 100 \text{ MgO} / \text{MgO} + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$) la silice montre une augmentation depuis les ultrabasites vers les roches acides tonalitiques. Cette corrélation est évidente et continue. On comprendra ainsi aisément la variation de composition des différents plagioclases "cumulats" en allant vers la tonalite et en passant par le "différenciat tardif". On constate aussi que granite et granodiorite ne se situent pas sur cette lignée.



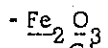
Il n'y a pas de variation régulière de cet oxyde. Notons cependant le maximum présenté par les faciès noritiques.



D'après les observations minéralogiques la tendance devrait être vers un enrichissement en FeO. Cela n'est pas mis en évidence par les courbes. Nous avons vu que l'intense oxydation de la phase M_4 masque l'évolution normale du degré d'oxydation du fer dans le magma. C'est ce que traduisent les courbes $\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}$ ainsi que FeO et Fe_2O_3 .



Outre ce qui est signalé ci-dessus, notons son augmentation linéaire depuis les ultrabasites jusqu'au "différenciat tardif". Granite et granodiorite se trouvent très en dehors de cette lignée encore une fois.



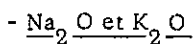
C'est ici que l'irrégularité due aux processus d'oxydation tardive (voir ci-dessus) apparaît le mieux.



La courbe de variation est très régulière, dans le sens d'une diminution, des ultrabasites vers les faciès acides. Cela confirme les observations signalées précédemment à propos des solutions solides de minéraux, toujours plus magnésiennes dans les faciès cristallisés le plus tôt.



La courbe de variation présente un maximum marqué pour les unités "P" et "Ga". Dans la chute ultérieure, vers les faciès plus acides, notons les deux tendances, où granite et granodiorite se séparent encore de la lignée tonalitique.



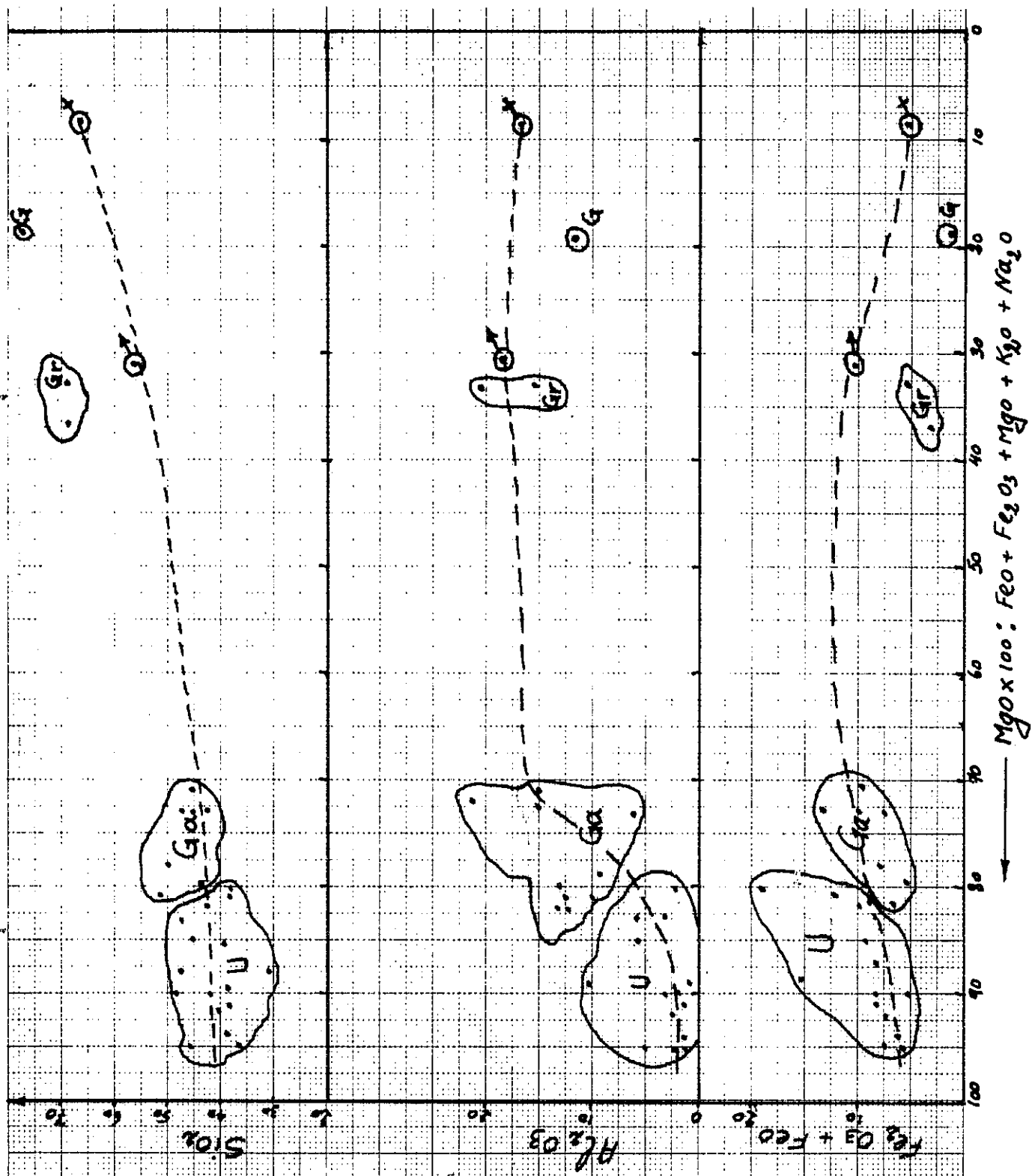
En accord avec les observations pétrographiques, et pour ces deux alcalins de façon tout à fait parallèle, il y a une augmentation régulière vers les faciès acides. Cependant la granodiorite se trouve encore en dehors de cette tendance.

Soulignons que toutes ces courbes passent par le point représentatif du magma originel (diabase de bordure).

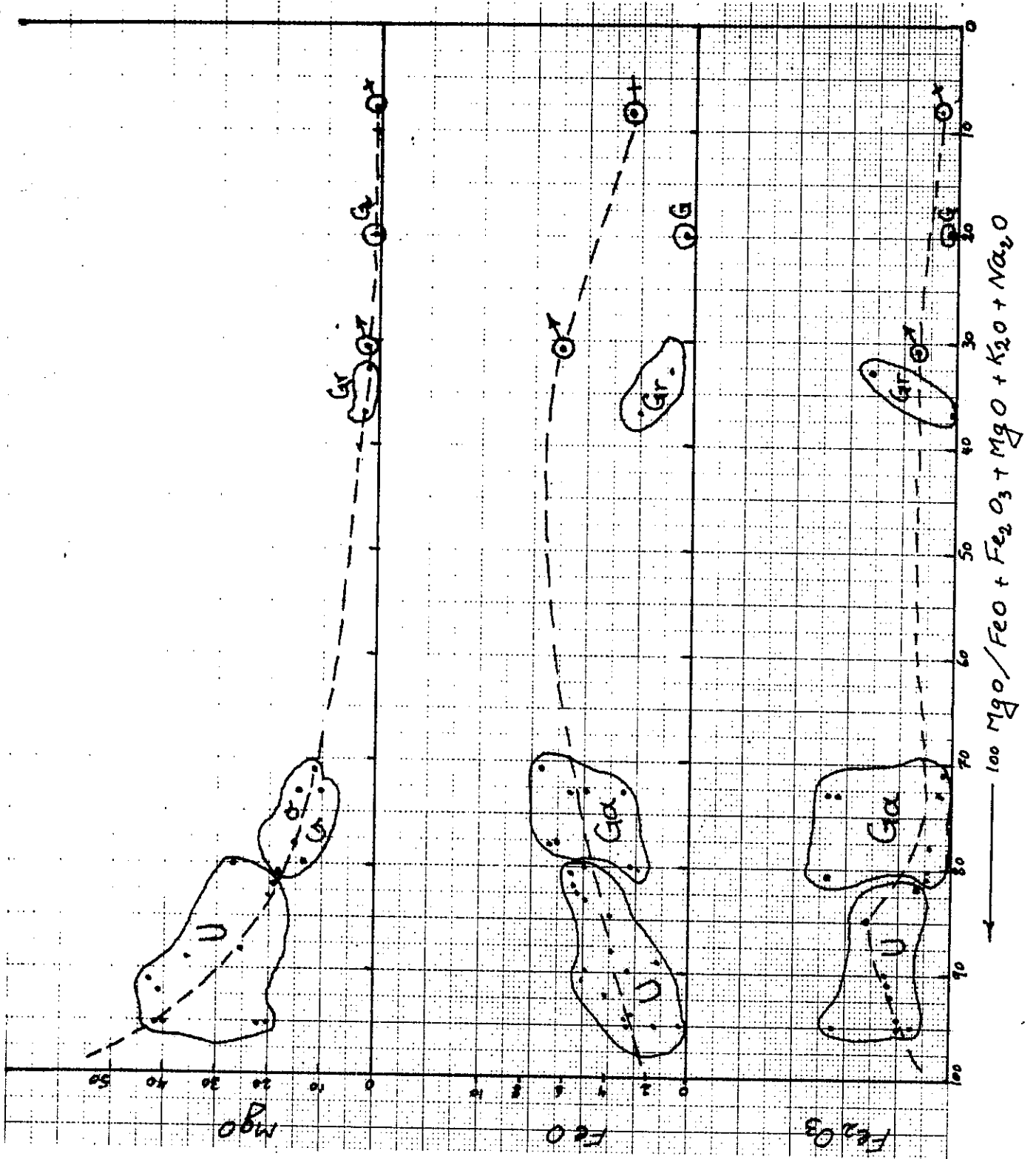
Au total le fait le plus marquant, en dehors des variations banales signalées est le comportement apparemment très différent des granites et granodiorites par rapport aux autres roches. On devrait donc en déduire que ces faciès n'appartiennent pas à une suite normale de différenciation du magma tholéiitique originel. Cela est confirmé par la situation des différents points représentatifs des roches du complexe intrusif sur un diagramme AFM (voir fig. 45). Il apparaît immédiatement deux tendances différentes, les faciès granitiques et granodioritiques se séparant nettement de la "lignée de différenciation tholéiitique".

Figure 44 - Variations chimiques dans les différentes roches du complexe intrusif en fonction du rapport $100 \text{ MgO} / (\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MgO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$.

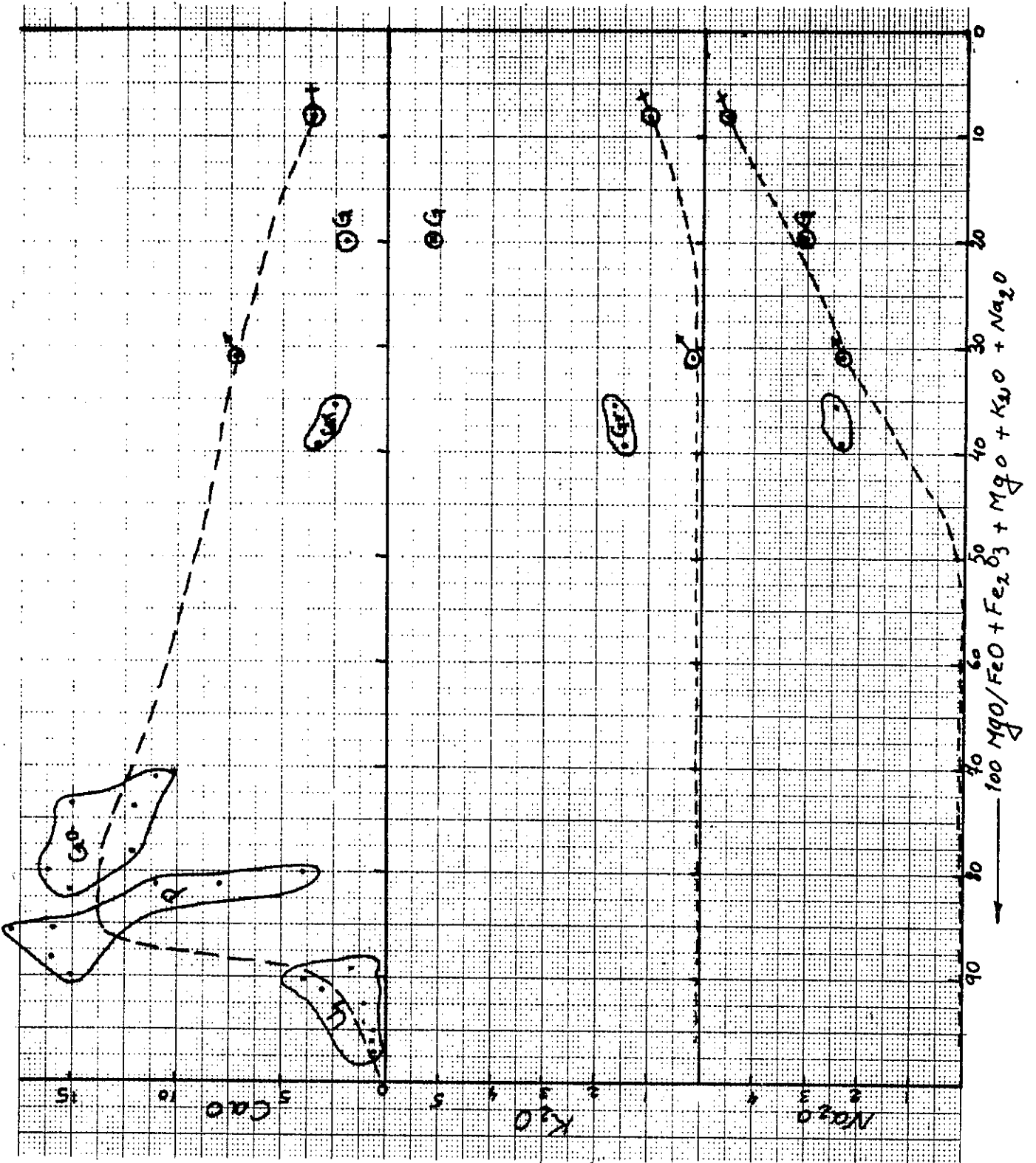
U : ultrabasites en général ; U₁ : dunite - harzburgite ; P : pyroxénolites ; Ga : gabbros ;
 O₁ : différenciat tardif ; O₂ : tonalite ; Gr : granodiorite ; G : granophyre

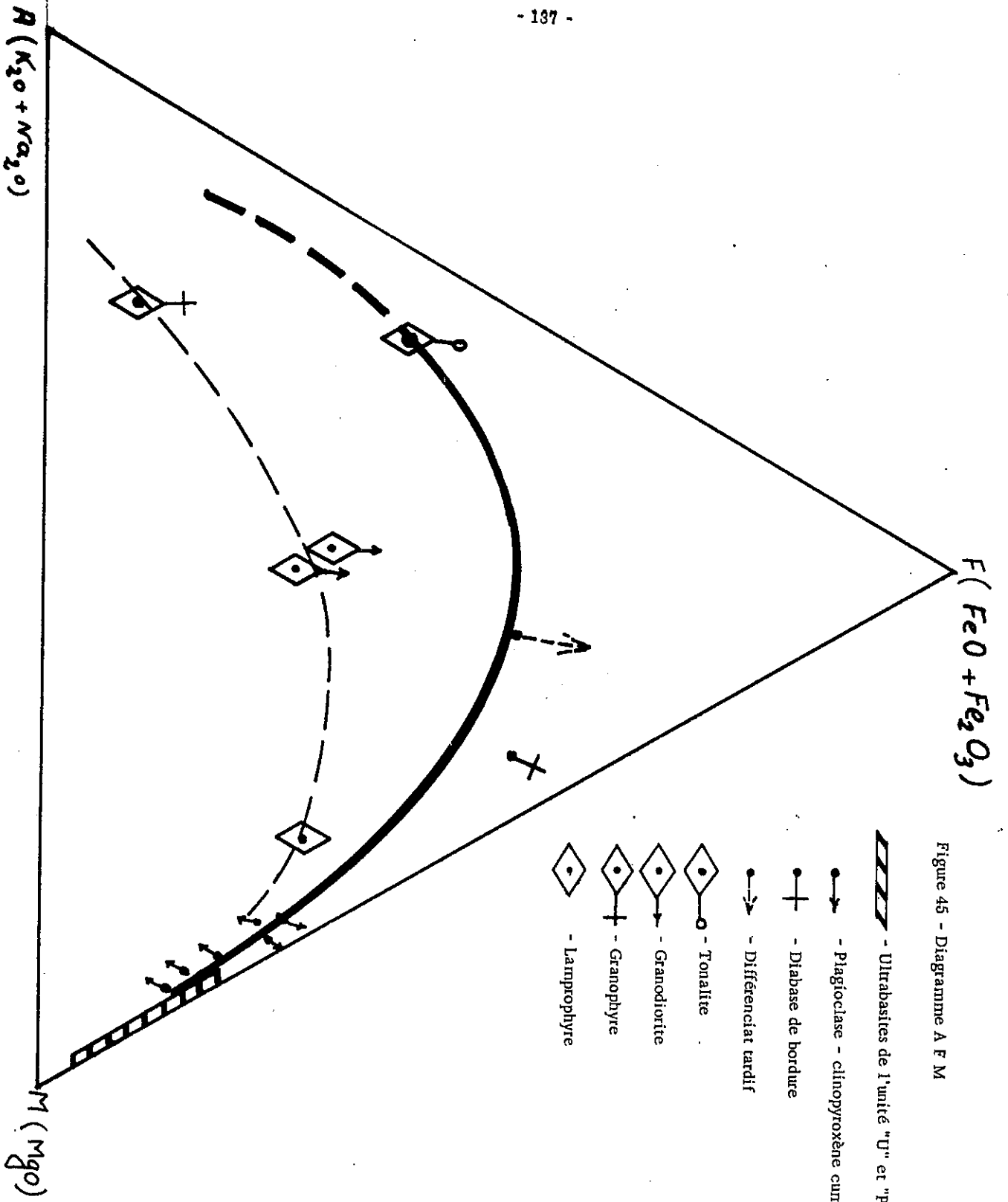


FIG(44) La suite



Fig(44) La suite





Cette indépendance paraît être confirmée par différentes observations géologiques :

1) - Les granites et granodioritiques sont toujours de vraies intrusions dans le complexe plus basique et leur gisement n'apparaît jamais sur le terrain en situation de "différenciat acide tardif" (voir carte).

2) - Les faciès dits ici "différenciés tardifs" se situent très bien sur la lignée de différenciation tholéiitique du diagramme. On peut donc voir un passage depuis les ultrabasites vers ces "différenciés" qui sont des plagioclases (andésine) - quartz - ferroaugite "cumulats". Par contre sur le terrain ces faciès n'ont pas du tout le comportement intrusif dans les autres roches de la suite, qu'ont granites et granodiorites. Les "différenciés tardifs" restent toujours intimement associés aux autres "cumulats", en amas et lentilles, et ne recoupent jamais les autres faciès.

3) - On n'a jamais observé de structure de "cumulats" dans les granites et granodiorites. En ce cas quelle est l'origine des granites et granodiorites ? Et surtout ces roches appartiennent-elles à la lignée de différenciation tholéiitique ?

Selon KUNO (in POLDERVAART, 1968) la différenciation tholéiitique peut se subdiviser en deux types :

- ségrégation avec concentration importante du fer,
- ségrégation avec concentration modérée du fer.

Dans ce deuxième type on a des séries pigeonitique et hypersthénique. Il semble qu'ici nous soyons tout à fait dans les conditions de ce dernier type, et notre série de différenciation est tout à fait analogue à la série pigeonitique du Japon.

En effet selon KUNO le magma originel de la série pigeonitique a les caractères et l'évolutions suivants :

- "par rapport aux autres magmas tholéiitiques il est pauvre en alcalins (série de Izu-Hakone, Japon)" ; ce qui est le cas de nos "chilled margin gabbros" (diabases de bordure) qui caractérisent ici le magma originel.
- "dans les gabbros, le plagioclase An_{100} et l'olivine Fo_{83} paraissent commencer à cristalliser à partir du magma, au moins simultanément dès le stade le plus précoce". Nous avons vu qu'ici le plagioclase An_{100} et l'olivine très magnésienne cristallisent en même temps en gros cristaux dans les dunités à chromite.
- "les plagioclases changent de composition de façon continue jusqu'à devenir des andésines en phénocristaux dans les dacites et rhyolites".

Ici les phénocristaux de plagioclase des tonalites sont à An_{33} , et les granites et granodiorites ont des plagioclases plus sodiques.

- "anorthite et olivine sont suivis par l'apparition de salite ou d'orthopyroxène Fs_{23} ". Nous avons vu qu'ici la cristallisation d'olivine est toujours suivie par la cristallisation d'orthopyroxène (fig. 2, pl. 9).
- "aussitôt que l'orthopyroxène commence à cristalliser l'olivine est résorbée par le magma". Nous avons remarqué ici qu'il y avait une réaction entre les "cumulus" et les "intercumulus" d'olivine qui conduit à transformer l'olivine en orthopyroxène.
- orthopyroxène et augite cristallisent côte à côte jusque dans le stade des dacito-rhyolites. L'orthopyroxène devient progressivement plus riche en Fe jusqu'à atteindre Fs_{38} , et le clinopyroxène devient progressivement plus riche en Fe et plus pauvre en Ca jusqu'à atteindre $Wo_{39} En_{39} Fs_{22}$ ". C'est exactement le schéma indiqué ici.
- "la magnétite à 10-15 % de TiO_2 , commence à cristalliser dans les derniers basaltes ou les premières andésites". Nous ignorons ici quelle est la teneur en Ti de la magnétite, mais nous avons vu apparaître ce minéral au stade de l'unité "Ga", et particulièrement dans la partie la plus élevée de cette unité.
- "l'ilménite ne fait son apparition que dans les stades tardifs andésitiques ou dacitiques". Cela est encore exactement le cas ici.
- "la hornblende et la biotite ne cristallisent pas en phénocristaux dans cette série"; et nous savons que c'est également le cas ici.

Ainsi l'itinéraire de la cristallisation et des différenciations à Esfandagheh est très comparable à celui décrit par KUNO dans la série pigeonitique type du Japon.

Cela ne résout pas encore la question de la formation des granites et granodiorites dans un tel cadre.

KUNO (in POLDERVAART, 1968) et OSBORNE (1959) admettent que la série des roches calco-alcalines (gabbro-diorite-granophyre) peut être produite par une différenciation du magma tholéiitique saturé en H_2O . Mais l'origine de l'eau n'est pas encore certaine. Pour quelques-uns l'eau nécessaire proviendrait de l'assimilation de la croûte sialique par le magma basaltique. En ce qui concerne nos granites et granodiorites qui apparaissent en intrusion tardives et n'ont, semble-t-il, pas de relations génétiques avec le complexe basique - ultrabasique, cela n'est pas

encore clair. Ils sont peut-être en effet dus à l'anatexie partielle des métamorphites encaissantes sous l'effet du haut flux thermique engendré par la venue du magma tholéïitique. Cependant dans les différents faciès du complexe de Sargaz-Abshur l'anatexie est discrète. Il existe des mobilisats dans les amphibolites et parfois dans les roches pélitiques, mais ils ne sont jamais très importants. Pourtant ailleurs, et dans un contexte régional semblable, il existe des masses granitiques importantes nées par anatexie de roches pélitiques et arkosiques. Cela est le cas dans la région de Sirjan au Nord-Est de Neiriz. Là des masses basiques pénétrant dans les faciès métamorphiques de Chah Ghand, ont partiellement fondu ce matériel essentiellement détritique ; un granite s'est développé et s'est même injecté au-delà de son lieu d'origine (M. SABZEHI et al., 1970). La suite des événements, l'âge des métamorphites et des roches basiques et ultrabasiqes intrusives de départ du processus, sont tout à fait comparables à ceux que nous étudions ici.

Bien qu'aucune preuve directe d'une anatexie (suivie d'injections) analogue n'ait pu être observée dans la région d'Esfandagheh, il est très probable que nous ayons affaire aux mêmes phénomènes.

D'ailleurs en ce qui concerne l'assimilation, il est bien certain qu'au moins la partie basale des amphibolites d'Abshur l'a subie.

Il existe des enclaves d'amphibolites dans les gabbros et dans les granites, granodiorites et tonalites, et la recristallisation des abords des masses intrusives est très poussée, comme nous l'avons vu.

En ce qui concerne la phase filonienne de l'évolution magmatique, qui se traduit par le réseau de lamprophyres, il est possible qu'elle se soit développée en même temps que cristallisaient granites et granodiorites. En effet, les courbes de variations pour Na_2O , K_2O et CaO (voir fig. 44) placent lamprophyres et granodiorites sur la même tendance continue. Or, ces filons lamprophyriques se rencontrent souvent dans les gneiss d'origine arkosique et pélitique du complexe de Sargaz. On peut imaginer à titre d'hypothèse qu'il serait intéressant d'étudier plus en détail, que les lamprophyres résultent de l'assimilation de ces gneiss par le magma tholéïitique, alors que c'est la combinaison de l'anatexie et de l'assimilation qui est à l'origine des granites.

Remarquons enfin, et c'est important, que dans la zone du "coloured melange" il existe aussi des suites de roches ultrabasiqes et basiques analogues à celles étudiées ici (voir plus loin la partie consacrée aux problèmes du "coloured melange"). Mais alors on n'observe jamais de terme granitique. Nous verrons que le soubassement des faciès du "coloured melange" est constitué de matériel basique. Il paraît donc vraisemblable dans ce cas, en l'absence de croûte sialique, le magma basaltique originel ne suffisant pas à créer les faciès acides. Alors que dans la zone Sargaz-Abshur le même magma, grâce à la présence des métamorphites, a pu donner des granites.

Ainsi, en conclusion on peut dire que l'intrusion granitique n'est pas génétiquement liée directement au magma tholéïitique mais qu'elle l'est cependant d'une certaine manière, indirecte. L'important c'est le milieu, continental ou océanique, où intervient le magma. Ce milieu détermine l'absence ou la présence de matériel granitique dans les produits de différenciation. Notons ainsi que dans le complexe du Bushveld on pense que le granite est dû à une intrusion séparée qui n'a rien à voir avec la différenciation du magma "basaltique".

b-3 - Mécanisme de l'intrusion

En raison de l'existence généralisée dans tout le complexe basites - ultrabasites de la texture en "layering" rythmique et en particulier du "layering" gravitaire (dans les chromitites et dunites à chromite par exemple), en raison aussi des structures de laminage à chaud sur les minéraux des dunites et gabbros, il ne fait aucun doute que la différenciation tholéïitique s'est faite sous l'action et l'influence simultanées d'une accumulation par gravité et de courants de convection (WAGER et BROWN, 1968).

Il semble que l'intrusion magmatique ait commencé à partir du Trias moyen et qu'au même moment les blocs continentaux adjacents étaient soumis à une forte extension. Celle-ci est mise en évidence par un réseau très dense de filons diabasiqes d'orientation E-W. La direction d'extension était donc N-S. Dans les fissures ainsi ménagées le magma basaltique monte et se consolide immédiatement, constituant nos "diabases de bordure", les "chilled margin gabbros". Entre ces parois tôt consolidées, le magma qui cristallise lentement est soumis à des courants de convection et à la gravité, et se consolide suivant un processus devenu classique (voir en particulier l'étude sur le Skaergaard).

Ce processus permet de résoudre quelques questions encore pendantes :

- est-il nécessaire pour qu'il y ait métamorphisme de contact, que les ultrabasites soient en contact direct avec le matériel métamorphisé ?
- quel est l'état des pyroxénolites et dunites au moment de l'intrusion et les matériaux ultrabasiqes peuvent-ils faire intrusion dans la croûte continentale ?
- pourquoi l'intrusion ultrabasiqes est-elle représentée au contact des marbres et amphibolites d'Abshur par de grandes masses de pyroxénolites ?

Nous emprunterons l'essentiel de notre réponse à WAGER et BROWN.

S'il y a des "cumulats" riches en olivine et pyroxène aux abords des marges d'une masse d'ultrabasites, c'est que dans la chambre magmatique les cristaux "cumulus" d'olivine cristallisent d'abord en haut puis sont entourés par les courants de convection. Aux endroits où ces courants passent d'une direction verticale à une direction horizontale, il se crée des turbulences. Ces turbulences permettent un dépôt des cristaux un peu comme une rivière à son estuaire dépose ses sables et limons. Ces zones de turbulence sont évidemment créées près du contact de la masse magmatique avec ses épontes et il est aussi assez compréhensible que du matériel ultrabasique soit en contact direct avec son encaissant. Pour les mêmes raisons, on conçoit qu'au moment de son "dépôt" dans ces zones, le matériel soit presque entièrement cristallisé, donc solide. Cependant il devait être mobile dans la mesure où cette "purée de cristaux" peut être entraînée par les courants de convection. Ainsi le responsable du métamorphisme de contact subi par l'encaissant n'est pas tant la température de cristallisation propre des ultrabasites au contact (elles ont déjà cristallisées) que celle qui est transmise par les courants de convection au travers de la "purée de cristaux".

Il semble donc erroné de lier de façon trop directe la température d'un métamorphisme de contact avec la température de cristallisation de la roche magmatique adjacente. Il faut plutôt parler de la température du stade de différenciation et de refroidissement du magma. Ici la différenciation est au stade gabbroïque et du "différenciat tardif". La température est donc assez abaissée par rapport au stade dunitique, bien que ce soit ces roches dunitiques qui soient au contact de l'encaissant. Ainsi celui-ci ne sera-t-il soumis qu'au flux thermique d'un stade relativement évolué et "refroidi" par rapport à la température de cristallisation des dunités. C'est pourquoi il n'est pas nécessaire de rechercher dans les paragenèses des skarns de contact des températures de recristallisation extrêmement élevées. Il nous semble ainsi que la discussion introduite par RICOU (1971) est inutile.

Dans l'hypothèse que nous proposons il est, en effet, très aisé d'expliquer les observations de cet auteur. Celui-ci a étudié dans la région de Neiriz, dans le même contexte tectonique qu'à Esfandagheh, le contact thermique d'une ultrabasicite avec des calcaires (marbres de Tang-e-Hana). Le complexe intrusif ultrabasique de Neiriz est exactement semblable à celui d'Esfandagheh, et le calcaire (actuellement skarn à pyroxène) tout à fait comparable aux faciès d'Abshur (nous verrons d'ailleurs dans notre étude du "coloured mélange" que le marbre de Tang-e-Hana n'appartient pas à la zone du "coloured mélange" mais est un fragment de bloc continental, exotique, "flottant" dans les ultrabasites du "coloured mélange"). Il nous semble que les points d'interrogation de RICOU, à propos de la paragenèse des marbres n'ont pas lieu d'être avec l'explication fournie ici, et qu'il n'y a pas à rechercher des associations caractéristiques des températures de cristallisation des harzburgites et dunités.

En d'autres termes, l'explication du métamorphisme au contact d'ultrabasites doit être recherchée dans le mécanisme de l'intrusion, c'est-à-dire dans l'état au moment de la sédimentation par gravité des premiers "cumulus" formés, de leurs mouvements sous l'effet des courants de convection et de leur dépôt rythmique sous l'action des mêmes courants. Il apparaît donc bien dans la région d'Esfandagheh que c'est ainsi que le flux thermique est dirigé dans la croûte continentale, dès avant l'injection du matériel magmatique, et y est responsable de la phase de métamorphisme M_2 de type Abukuma. On comprend alors que celle-ci soit directement suivie, un peu plus tard, et en s'approchant des zones où le magma fait intrusion, de la phase M_3 , plus nettement de contact.

b-4 - Conclusion

Le complexe intrusif de la région d'Esfandagheh est une intrusion à "layering" typique. Il possède toute la suite de différenciation des ultrabasites au granite. Ainsi il se compare bien aux exemples classiques. Mais il est cependant d'un type particulier ; du point de vue structural il ressemble au Skaergaard ; quant aux ultrabasites il se rapproche du Bushveld, de Stillwater ou de Red Hill, et en ce qui concerne les processus de différenciation il se compare à la série pigeonitique du Japon.

Cette originalité le met donc à part et peut-être mériterait-il de devenir classique au même titre que les complexes décrits auxquels nous l'avons comparé. Mais pour cela une étude spéciale, plus approfondie devrait lui être consacrée. Nous pouvons, d'ores et déjà, et dans l'état actuel des connaissances, résumer ses caractères.

Le complexe intrusif d'Esfandagheh est le produit de la différenciation magmatique d'un matériel originel tholéiitique, très pauvre en $Na_2O + K_2O$ et riche en CaO .

La différenciation des produits se fait grâce à une ségrégation par gravité sous l'action de courants de convection imposant le "layering" rythmique et le laminage des minéraux, selon une lignée tholéiitique mais plus exactement comparable à la différenciation des séries pigeonitiques du Japon (KUNO).

La cristallisation magmatique primaire (de "cumulus" suivis d'"intercumulus" donnant des "cumulats" dont les plus fréquents sont des "adcumulats" et "hétéradcumulats") est suivie par un stade tardimagmatique durant lequel se développent hornblende et spinelle aux dépens des olivines, pyroxènes et plagioclases.

Les faciès granitiques intrusifs associés sont indirectement liés à la différenciation du magma tholéiitique et trouvent leur origine probable dans l'anatexie et l'assimilation des parties inférieures des métamorphites encaissantes.

Le magma tholéiitique est intrusif dans la croûte continentale dont les blocs sont écartés vers le Nord et le Sud, à partir du Trias moyen après plusieurs phases de métamorphisme régional. L'activité est achevée avant le Jurassique inférieur.

Ce magmatisme produit un métamorphisme de contact de très haute température (phase M_3) dans l'encaissant, et s'achève par la mise en place de filons diabasiques de direction E-W, marquant la direction d'extension dans les blocs continentaux et à peu près parallèles à l'orientation du "layering" du complexe intrusif.

Après tous ces événements un métamorphisme de type hydrothermal (phase M_4) extrêmement riche en fluides où la pression partielle en gaz (CO_2 , SO_3 , O_2) est grande, affecte toute la région et détruit les paragenèses primaires. Ses effets sont de plus en plus importants quand on se rapproche de la zone du "coloured mélange".

C) - Le Jurassique de la zone de Sargaz-Abshur

C -1 - Introduction

Les sédiments jurassiques qui se trouvent dans la région orientale de la zone de Sargaz-Abshur permettent de dater la période des activités magmatiques du secteur. Ils reposent en effet sur les métamorphites et les faciès intrusifs avec une discordance angulaire remarquable.

Près de Gudar les sédiments non métamorphiques reposent sur les micaschistes du complexe de Sargaz-Abshur. Au Nord de Siah Kuh les conglomérats de grès reposent sur le granite ou sur les métamorphites.

Cette discordance, déjà vue par HARRISON (1930) et HÜBER (1955), permet de dater relativement les différentes phases métamorphiques. Nous avons vu ainsi que les phases M, M₁, M₂ et M₃ n'étaient jamais représentées dans le Jurassique, alors que D₄ et M₄, D₅ l'affecte.

Un autre type d'affleurement de sédiments jurassiques se trouve au sein de la zone de Sargaz-Abshur, au Sud de Dasht-e-Soghun. Là les contacts sont souvent faillés, mais dans la coupe à 3 km à l'Est de Nosrat Abad, un conglomérat jurassique est en discordance angulaire sur les métamorphites de Sargaz. En moyenne cependant il s'agit d'un bassin jurassique compris entre deux failles de direction E-W.

C-2 - Stratigraphie

a - Jurassique inférieur

Partout le Jurassique commence par un conglomérat. Celui-ci contient des galets de roches métamorphiques diverses, de granite et de diabase. Mais il est surtout constitué par des galets de quartz. C'est le "quartz conglomerate" de HUBER (1955). Cette richesse en quartz est caractéristique dans la région des conglomérats de la base du Jurassique. Au Nord de Siah Kuh cependant il existe de nombreux galets de matériaux fossilifères paléozoïques.

Après le niveau conglomératique qui a une épaisseur variable, commence une série de faciès détritiques plus fins : grès, grès conglomératiques, grès argileux, calcaires gréseux et aussi des calcaires.

Les grès et grès argileux contiennent des fossiles végétaux assez mal conservés. Les calcaires, qui constituent des bancs de 1 à 5 mètres d'épaisseur sont riches en micro et macrofossiles. Le Dr HAMDI * y a reconnu la faune suivante :

Trocholina cf. turris, Frentzen
Trocholina sp.
Lenticulina sp.
Neoangolidiscus sp.
Involutina cf. turgida, Kristan
Lagenides
Spicules desporifera
Spirillina sp.
Bryozoa
Ostracoda
Involutina liassica, Jones
Textularia sp.

Cette faune permet au Dr HAMDI de donner un âge liasique aux calcaires.

b - Jurassique moyen

b-1 - roches sédimentaires

Après les faciès calcaires vient une épaisse série à alternances rythmiques de shales, grès, grès conglomératiques à minces bancs d'argilites rouges, cherts et radiolarites.

Dans ces roches les fossiles sont très rares. Il existe dans les argiles rouges des ammonites déformées, mais aucune n'est caractéristique. Cependant dans toute la région cette série rythmique est caractéristique et réputée du Jurassique moyen.

* - Je remercie bien vivement le Dr HAMDI du Service Géologique de l'Iran qui s'est chargé d'étudier ces faunes.

b-2 - roches volcaniques

Intercalées dans les sédiments existent de nombreuses coulées de laves souvent en coussins et à structure diabasique conservée, associées à des tufs et des brèches. Ces roches sont liées à des dykes diabasiques avec lesquels il n'y a pas de contact brutal, et qui doivent être les cheminées d'alimentation des coulées. Le réseau filonien est NS et ne pénètre jamais dans les calcaires du Jurassique supérieur. Il y a en outre d'autres dykes qui recoupent toute la série jurassique et qui sont peut-être des systèmes crétacés ou même éocènes d'après le contexte régional.

Les diabases des filons ont un grain grossier ou fin à texture doléritique. Les plagioclases automorphes prismatiques, atteignent 0,4 cm de long et sont à An_{55} . Ils sont fortement altérés en prehnite, séricite, épidote, chlorite, pumpellyite. Ils sont rarement zonés, avec un cœur très calcique directement transformé en prehnite et une périphérie plus sodique et plus fraîche. Les clinopyroxènes sont résiduels car ils sont fortement chloritisés et épidotisés. Ils possèdent des inclusions de hornblende et sont également transformés en ce minéral au contact des plagioclases. Leur altération donne aussi calcite, chlorite et quartz. L'ilménite altérée en sphène représente la phase opaque.

Les roches des coulées ont la même texture et composition que celles des filons ainsi que les mêmes altérations, quand elles sont en coussins. Mais elles peuvent être à texture vésiculaire. Ce sont alors des laves porphyriques à vésicules emplies par de l'albite de basse température, de la calcite et de la calcédoine. Le fond de la roche est totalement altéré, sauf quelques fantômes résiduels de plagioclases. Dans ces altérations très fines il n'est pas possible de reconnaître les minéraux sauf quelques agrégats plus volumineux de prehnite et pumpellyite. Quelques phénocristaux de plagioclases sont transformés en quartz, albite, prehnite, épidote. Sphène, leucoxène et pyrite sont présents.

Dans quelques cas la mésostase des laves est caractérisée par un enchevêtrement de fines baguettes de plagioclase soudées par une matrice d'hématite. Le clinopyroxène est présent en petite quantité, toujours en cristaux associés en glomérules qui miment des phénocristaux.

Quant aux tufs ils sont caractérisés par un fond carbonaté dans lequel sont noyés des fragments de lave andésitique à pyroxènes.

c - Le Jurassique supérieur et son passage au Crétacé

En série continue avec le Jurassique moyen le Jurassique supérieur est représenté par des calcaires marneux, bien stratifiés en lits minces séparés par des niveaux argileux plus minces. Dans ces calcaires les microfossiles suivants ont pu être trouvés :

Calpionella alpina
Calpionella elliptica
Radiolaria sp.*

Cette série décrite par HUBER (1955) sous le nom de "Calpionella limestone" a un faciès très caractéristique dans toute la région, elle appartient au Tithonique.

Le passage de ces calcaires au Crétacé est marqué, dans la coupe de Kuh-e-Ziarat par des changements lithologiques : les calcaires jurassiques bien stratifiés en niveaux peu épais, gris, très peu dolomités, laissent la place, avec l'apparition des premières faunes berriasiennes à des bancs de calcaires plus épais, massifs et très peu argileux. Dans ces calcaires on rencontre la faune suivante, par ordre stratigraphique, de bas en haut :

éch. SAE-189 Calpionella alpina, Lorenz
 Calpionella elliptica, Cadisch
 Calpionellopsis simplex (Coloni), sensu Remane

âge : Tithonique très supérieur à base du Berriasien.

éch. SAE 190 Calpionella elliptica, Cadisch
 Crassicolaria parvula, Remane
 Tintinnopsella carpathica, Murch et Fillip
 Calpionellopsis simplex, (Colom)

âge : Berriasien inférieur, à partie basale du Berriasien supérieur

éch. SAE-191 Calpionellopsis simplex (Colom)
âge : Berriasien supérieur à Valanginien inférieur. **

* - Cette faune a été déterminée par le Dr TEHRANI de la Faculté des Sciences de l'Université de Tehran que je me dois de remercier très chaleureusement ici.

** - Ces faunes ont été déterminées par le Dr F. BOZORGNIA de la National Iranian oil Company que je dois sincèrement remercier ici.

C-3 - Conclusion

Le Jurassique de la région d'Esfandagheh qui débute, en discordance sur les métamorphites et roches éruptives par des conglomérats et grès, se poursuit par des faciès rythmiques associés à un volcanisme sous-aquatique. Ceux-ci sont recouverts par des calcaires plus ou moins marneux qu'une faune permet d'attribuer au Jurassique supérieur et à ses passages au Crétacé.

Les phases de métamorphisme qui affectent le substratum de ces sédiments (M , M_1 , M_2 , M_3) ainsi que l'activité magmatique de cette zone, n'ont aucun effet sur le Jurassique. Par contre les déformations D_4 et D_5 , ainsi que l'intense métamorphisme hydrothermal M_4 , l'affectent très nettement.

II-2-3 - Conclusion générale à l'étude de la zone de Sargaz-Abshur

La zone de Sargaz-Abshur est essentiellement constituée par un complexe métamorphique recoupé par une suite de roches éruptives allant des faciès ultrabasiques à des granites, le tout étant recouvert en discordance par des sédiments datés du Jurassique. Antérieurement à cette époque l'histoire géologique de la zone peut se résumer comme suit :

1) - Sédimentation originelle du complexe métamorphique

La reconstitution de la suite originelle des faciès qui constituent maintenant le complexe métamorphique permet de penser que le complexe métamorphique était représenté par des grès, quartzites, shales et greywackes avec des cherts et d'importants niveaux calcaires à la base (Abshur). Ceux-ci étaient moins abondants dans la partie sommitale (Sargaz). Durant la sédimentation de ces roches, un volcanisme initial de type tholéiitique s'est développé sous forme de dykes divers et de coulées importantes.

L'épaisseur de cette suite volcano-sédimentaire est certainement très grande. Mais la complexité structurale de la région ne permet pas d'estimer sa puissance réelle.

La majeure partie de cette sédimentation s'est produite durant le Dévonien, ainsi qu'en témoignent les restes de pollen et quelques rares fossiles (encrines...) peu déterminables.

2) - Métamorphismes et déformations

Après cette accumulation de matériaux plusieurs phases de déformation et de recristallisation ont eu lieu.

+ Phase M d'âge indéterminé à culmination pré-triasique

Il s'agit d'un métamorphisme de type statique apparu dans une période de calme tectonique. Les recristallisations de cette phase étaient acquises avant le Trias. Par la suite les produits obtenus ont été détruits par d'autres métamorphismes contemporains, ceux-ci, de déformations. Cependant il est possible de distinguer dans la phase M deux épisodes successifs caractérisés par des minéraux retrouvés à l'état de résidus :

- épisode 1 de la phase M : c'est le plus important et les roches acquièrent des paragenèses du subfaciès amphibolite à épidote du type : almandin + zoisite + muscovite + hématite + rutile + plagioclase + hornblende barroisitique + disthène (?).

Cet épisode devait correspondre à des conditions thermodynamiques estimées à 600° C pour la température et 4 à 7 Kb pour la pression.

- épisode 2 de la phase M : il se caractérise par le développement de glaucophane aux dépens des hornblendes (*). Il s'agit d'un stade de métamorphisme qui demande d'assez fortes pressions des fluides et durant lequel il existe une certaine métagénèse. Mais des conditions thermodynamiques précises n'ont pu être estimées faute d'éléments suffisamment caractéristiques.

+ Phases paléocimériennes

Toutes les paragenèses de la phase M sont reprises par plusieurs événements qui se sont produits entre le Trias moyen et le Jurassique inférieur exclu, d'où le terme de "paléocimérienne". Ce sont essentiellement des phases de recristallisation, mais certaines s'accompagnent de déformations importantes qui ont donné aux roches du complexe leur style structural et la plupart de leurs textures.

+ Phase M₁ - D₁

Le métamorphisme est alors accompagné de déformations qui sont marquées par des plis couchés ou en chevrons, à axes E-W, et à schistosité de plan axial qui guide les recristallisations. Celles-ci appartiennent au subfaciès disthène - almandin - muscovite du faciès amphibolite à almandin. On a estimé à 650° C et à 6 Kb la pression et la température qui régnaient lors de cette phase. La pression partielle en CO₂ était alors importante.

(*) - Il est important de souligner que ce glaucophane est tout à fait différent de celui qui apparaît dans la zone du "coloured mélange" (voir plus loin). On le rencontre dans des faciès du complexe de Sargaz Abshur très éloignés de la zone du "coloured mélange" et près de celle-ci le complexe ancien n'en comporte pas. Ainsi il y a au moins deux générations de glaucophane dans la région, tout à fait indépendantes.

+ Phase M₂ - D₂

Les déformations de cette période donnent des plis isoclinaux reprenant la première schistosité S₁. Une seconde schistosité apparaît, qui est le plan axial des nouveaux plis ; elle guide les recristallisations de muscovite et de biotite qui se développent à ce moment. Cette phase est de haute température avec un gradient marqué en direction des domaines où peu après interviendront les intrusions magmatiques basiques et le métamorphisme M₃ qui y est directement lié. On peut donc dire qu'il y a métamorphisme progressif dans le temps (passage de la phase M₂ à la phase M₃) et dans l'espace (gradient positif de la phase M₂ vers le futur domaine à grande activité magmatique).

Dans les zones où elle est caractéristique la phase M₂ voit l'apparition de biotite + cordiérite + andalousite dans les faciès pélitiques, et de pargasite + grenat + trémolite + diopside dans les calcaires. La pression devait toujours être inférieure à 3 Kb mais probablement supérieure à 2 Kb. Quant à la température tout dépend du niveau considéré (gradient de M₂ vers les faciès intrusifs) ; elle doit cependant être de l'ordre de celle qui commande la transformation de l'andalousite en sillimanite pour un niveau intermédiaire.

+ Phase M₃

Nous venons de suggérer qu'il s'agit là de la suite normale de M₂ lorsqu'intervient l'intrusion des basites - ultrabasites. Elle se caractérise donc encore mieux comme une phase de haute température et de basse pression, mais elle se développe après que toute l'activité tectonique, qui régnait encore lors de M₂, ait cessé. Ainsi M₃ est directement liée à l'intrusion magmatique post-tectonique et permet le développement de cornéennes et skarns dans le subfaciès des cornéennes à orthopyroxène du faciès des cornéennes à pyroxènes. Elle correspond à des températures de l'ordre de 900-950° C et à des pressions de 1000 à 1 500 bars.

3) - Magmatisme

Une activité magmatique importante apparaît à la fin de la phase M₂ - D₂. Cependant il faut dire que les préludes à l'intrusion, marqués par un flux thermique de plus en plus intense, ont déjà conditionné les caractères de M₂. Ce n'est pourtant qu'après cessation des déformations qu'intervient directement le matériel magmatique. Il pénètre dans les faciès déjà diversement métamorphisés et y impose les conditions de la phase M₃. Le magma lui-même est de type basaltique tholéiitique et se différencie pour donner une suite de roches allant des ultrabasites aux granites.

Il s'agissait au départ d'un matériel riche en CaO et pauvre en Na₂O et K₂O, dont les affinités tholéiitiques sont celles de la série à pigeonite du Japon. Par cristallisation fractionnée et ségrégation gravitaire déterminées par des courants de convection se créent divers "cumulats" où l'on reconnaît successivement, dans l'ordre d'apparition et de superposition normales : chromitites, dunites, harzburgites, lherzolites, pyroxénolites, gabbros divers, tonalites.

Des granites sont indirectement liés à cette évolution magmatique.

Après le stade de cristallisation et différenciation magmatiques initial, un stade tardimagmatique entraîne l'apparition de hornblende et spinelle par réactions entre les premiers cristallats.

La dernière phase de magmatisme se caractérise par l'intrusion filonienne de diabases et lamprophyres selon un réseau E-W qui est parallèle à l'orientation générale du "layering" du complexe intrusif basique. Ces directions indiquent ainsi l'orientation moyenne de l'extension N-S qui a conditionné la montée des magmas.

4) - Transgression jurassique

Après les dernières intrusions magmatiques, y compris celles de granites qui recoupent les ultrabasites bien qu'elles soient indirectement liées à leur évolution, se situe un stade d'érosion. Après celui-ci se dépose le Jurassique inférieur, daté, en discordance sur toutes les métamorphites et roches magmatiques.

Toutes les séquences habituelles du Jurassique de la région se déposent alors ; elles sont fréquemment fossilifères et se poursuivent jusqu'au Crétacé inférieur. Une importante phase volcanique se développe durant le Jurassique moyen et les coulées se sont épanchées dans le bassin de sédimentation (coulées à structure en coussins) par l'intermédiaire de cheminées qui constituent un réseau filonien d'orientation N-S. Cette direction marque ainsi la nouvelle disposition de la phase d'extension qui est donc E-W et que l'on retrouve évidemment dans le soubassement métamorphique : c'est la phase D₃.

5) - Phases alpines

Avec D_3 on aborde les phases qui se développent durant tout le Mésozoïque et jusqu'au Tertiaire. Mais ici leurs effets sont relativement mineurs. Nous verrons qu'ils sont beaucoup plus importants dans la zone du "coloured melange".

Cependant lors de la phase D_4 , même dans la zone de Sargaz-Abshur, il y a une importante invasion par des fluides chargés en CO_2 , SO_3 , O_2 . C'est un véritable métamorphisme qui affecte toute la région = phase M_4 . Il est typiquement hydrothermal. Ainsi toutes les paragenèses antérieures sont rétomorphosées et de nouveaux minéraux apparaissent, souvent en filonnets qui envahissent tout : pumpellyite, prehnite, clinozoïsite, hydrogrossulaire, épidote, séricite, albite, chlorite, calcite, trémolite, hornblende édénitique, etc.

Cette phase, caractérisée par ces cristallisations hydrothermales (M_4) et une fissuration importante (D_4) affecte le Jurassique et le Crétacé. Nous verrons plus loin qu'elle est probablement tertiaire.

Ultérieurement une dernière manifestation alpine se manifeste par l'apparition de faibles plissements surtout marqués par des flexures et des kink bands. Ceux-ci affectent les filonnets de matériel M_4 . Il s'agit donc d'une déformation plus récente, mais nous en ignorons l'âge exact qui est peut-être pliocène ou pléistocène (?).

Ainsi il apparaît maintenant que la zone de Sargaz-Abshur a surtout été marquée par les événements paléocimériens. Le magmatisme lui-même entre dans le cycle de cette période ce qui fait que nous pouvons lui donner la valeur d'une orogénèse complète. C'est pour cette raison que nous avons tendance à la séparer des événements plus récents qui se déroulent durant le Mésozoïque et le Tertiaire et sont plus spécifiquement alpins. Notons cependant que si l'évolution du magmatisme basique, même dans ces dernières conséquences qui sont les intrusions granitiques, est antérieure au Jurassique inférieur (qui repose en discordance sur les métamorphites, mais aussi sur le granite post-ultrabasites, ce qui relie celui-là à celles-ci), elle n'en est pas moins liée à l'histoire de la zone du "coloured melange". Nous envisagerons plus loin cette question. Il suffit ici de souligner que le magmatisme basique reprend en intrusion les métamorphites de Sargaz-Abshur et annonce l'importance que prendront, dans la zone du "coloured melange", les couches supérieures du manteau.

Afin de récapituler l'histoire de la zone de Sargaz-Abshur nous présentons ici quelques diagrammes récapitulant les événements dans cette zone (fig. 46, 47, 48, et tableau n° 20).

Tableau n° 20 - Répartition des minéraux métamorphiques de la zone de Sargaz-Abshur dans les différentes phases métamorphiques (suite)

phase minéral	Phase M		M ₁ D ₁ L ₁ S ₁	M ₂ D ₂ L ₂ S ₂	M ₃	D ₃	M ₄ D ₄	D ₅
	épisode (1)	épisode (2)						
Serpentine								
Talc								
Minéraux argileux				-----				
Prehnite								
Scapolite				-----				
Plagioclase								
Sanidine (H. T.)								
Feldspaths potassiques								
Quartz								
Hématite								
Ilménite ?				?	?			
Rutile								
Spinelles								
Magnétite								
Limonite								
Pyrite								
Chalcopyrite								
Calcite								
Sidérite								
Dolomite								
Magnétite								
Ankérite								
Apatite								

Légende :

----- Indique les minéraux qui sont observés dans différentes phases soit de manière stable, par exemple, certains minéraux de la phase M sont restés stables dans les phases M₁, M₂, M₃, soit en plusieurs générations dans différentes phases.

----- Présence possible ou problématique.

Figure 46 - Histoire géologique de la zone Sargaz-Abshur

Période d'extension	Période de compression	Période d'extension	Période de compression
PALEOZOIQUE - TRIAS	Orogenèse paléocimérienne	JURASSIQUE MOYEN	Orogenèse alpine proprement dite
M	M ₁ D ₁ L ₁ S ₁	D ₃	TERTIAIRE RECENT
	M ₂ D ₂ L ₂ S ₂		D + M + D ₅
	M ₃		
<p>Cette phase a commencé à partir de l'Infracambrien par l'écartement des blocs du bouclier précambrien. Un bassin sédimentaire se forme ainsi entre ces blocs. Des matériels détritiques shales, greywackes, grès ainsi que très peu de calcaire se sont déposés dans ce bassin. Un volcanisme tholéiitique avait lieu. La sédimentation a continué jusqu'au Trias. Le complexe métamorphique de Sargaz-Abshur appartient à cet ensemble sédimentaire. Par suite du flux thermique considérable dans ce bassin et par suite de la subsidence rapide à mesure que les sédiments s'amassaient, il se produit un métamorphisme ; la culmination de celui-ci donne naissance à un métamorphisme statique du faciès amphibolite à épидote.</p>	<p>Tout au début de la déformation se développent des fissures d'extension, réactivation des fluides et formation du glaucophane.</p> <p>Déformation intense des plis couchés qui reprennent le matériel statiquement métamorphisé, une schistosité axiale, une linéation E-W et un métamorphisme syn-cinématique se développent.</p> <p>Déformation contemporaine d'un flux thermique, développement des plis isoclinaux, kink, schistosité axiale moins bien développée, linéation N 45° E, replis- sement des structures de la phase (M₁ D₁), développement des minéraux dans les plans axiaux d'un métamorphisme de type Abukuma.</p> <p>Cette phase est la suite de la phase (M₂ D₂) et elle est caractérisée par un métamorphisme de contact dû à une venue de matériel basaltique (dans le matériel déjà métamorphisé) après relâchement de la compression paléocimérienne. Il se développe un métamorphisme de faciès cornéenne à pyroxène. Une série de roches intrusives rubanées d'ultrabasite - basite forme.</p> <p>Transgression du bassin jurassique</p>	<p>Après transgression du bassin jurassique au Jurassique inférieur et dépôts conglomératiques, le caractère de la sédimentation change au Jurassique moyen. Ces dépôts de flysch, ce volcanisme tholéiitique, des radiolarites, des dykes diabasiques N-S, le développement des fissures d'extension caractérisent le Jurassique moyen.</p>	<p>Le développement des fissures d'extension, l'invasion importante de fluides, le métamorphisme régressif des roches métamorphiques et plutoniques rubanées et la cristallisation filonienne des minéraux dans le faciès à prehnite - pumpellyite caractérisent cette phase.</p> <p>Il se traduit par la déformation des éléments structuraux préexistants en même temps qu'une rétro-morphose des paragenèses préexistantes.</p>

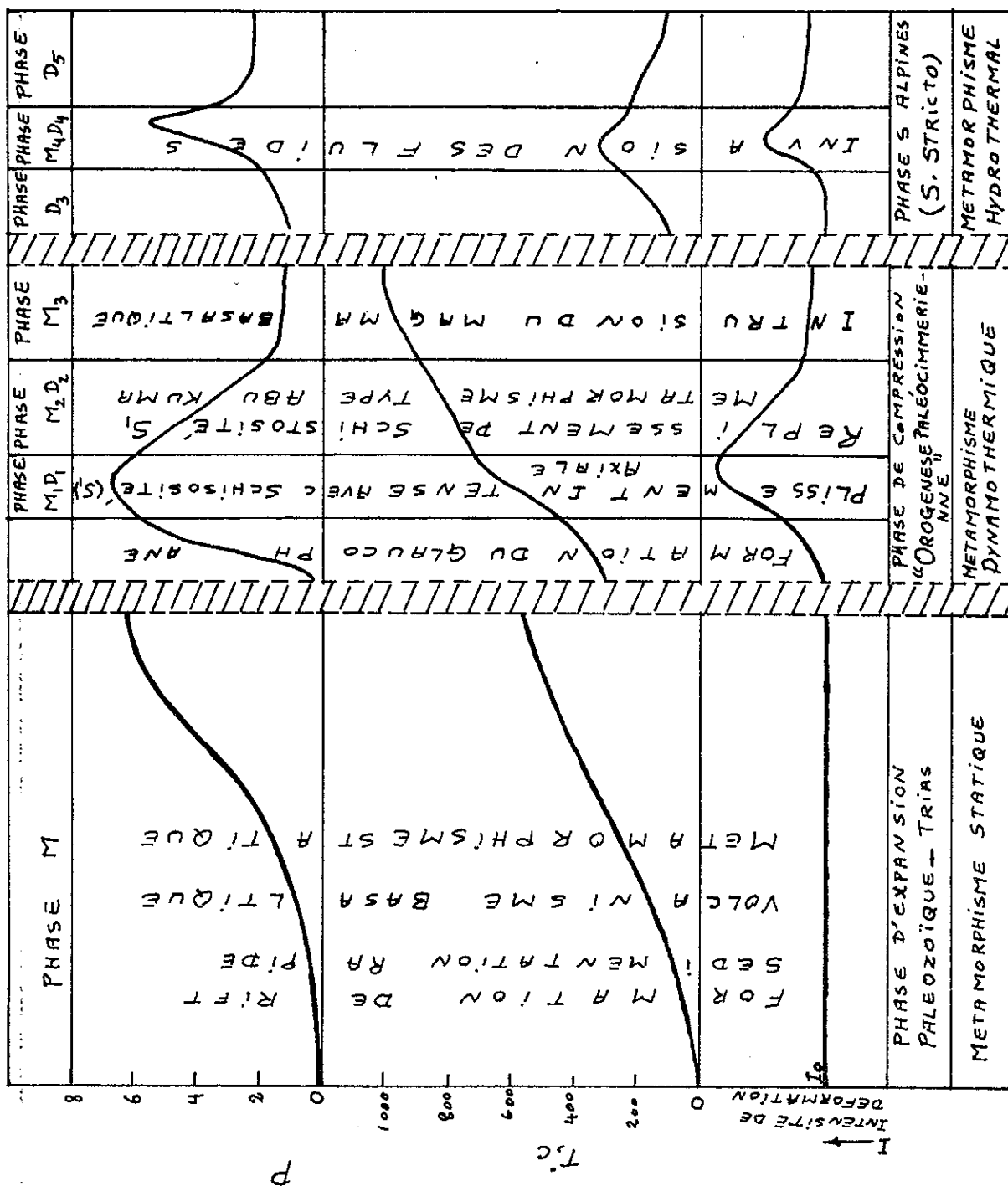


Figure 47 - Evolution thermodynamique des différentes phases de métamorphisme et de déformation dans la zone de Sargaz - Abshur.

Figure 48 - Nature et faciès des différentes phases métamorphiques en corrélation avec les événements successifs dans la zone de Sargaz-Abshur

PERIODES DES COMPRESSIONS	
<p>Periode d'expansion Paléozoïque Trias M</p>	<p>Nature : Métamorphisme statique régional à culmination triasique. Faciès : subfaciès à quartz - albite -épidote - almandin du faciès schistes verts (WINKLER, 1967) et faciès amphibolite à albite et épidote (TURNER, 1948).</p>
<p>Nature : Métasomatique ? Faciès : très probablement faciès à glaucophane - jadéite - lawsonite (WINKLER, 1967).</p>	
<p>Phase orogénique paléocainézoïque M₁</p>	<p>Nature : Métamorphisme syncinématique régional de type Barrowien Faciès : subfaciès à disthène et almandin du faciès amphibolite à almandin (WINKLER, 1967).</p>
<p>M₂</p>	<p>Nature : Métamorphisme syncinématique de type Abukuma. Faciès : subfaciès à andalousite - cordiérite - muscovite (WINKLER, 1967).</p>
<p>M₃</p>	<p>Nature : Métamorphisme postcinématique de contact. Faciès : subfaciès cornéenne à cordiérite et feldspath potassique (WINKLER, 1967).</p>
<p>Tertiaire M₄</p>	<p>Nature : Rétromorphose régionale due à des invasions de fluides et cristallisation filonienne des minéraux du faciès à prehnite et pumpellyite (WINKLER, 1967).</p>

II - 3. - LA ZONE DU "COLOURED MELANGE"

II-3-1 - Introduction

II-3-1-1 - Généralités

Le terme de "coloured melange" a été adopté pour la première fois par GANSSER (1955) pour désigner un mélange tectonique de roches ophiolitiques, radiolaritiques et de diverses roches sédimentaires. Ce mélange contient aussi dans cette acception des blocs exotiques de matériel sédimentaire ou métamorphique d'origines diverses. Pour le créateur de ce terme il s'agissait d'associations de roches nées à partir d'olisthostromes ou/et grâce à des déformations post-sédimentaires.

C'est avec la même signification que DAVOUDZADEH (1969) emploie le terme de "coloured melange" dans sa description de la région de Naïn.

Il est nécessaire ici de résumer les caractères généraux des "coloured melange" iraniens, avant d'en décrire les faciès dans la région d'Esfandagheh.

Le "coloured melange" n'est ni une formation ni un complexe stratigraphique. Il s'agit d'une zone structurale bien définie par les caractères suivants :

- a) ce sont des ensembles de roches volcano-sédimentaires déposées au cours de différentes périodes comprises entre le Trias supérieur et l'Eocène inclus. Les sédiments de telles zones sont tout à fait spécifiques et différents de ceux des zones avoisinantes;
- b) les déformations et les métamorphismes alpins s'y développent avec une intensité bien plus grande que dans les zones voisines. Ce sont ces phénomènes qui sont responsables du caractère "mélangé";
- c) les zones de "coloured melange" comportent des roches basiques et ultrabasiques de façon constante dans tout l'Iran.

A leur contact il n'y a jamais de métamorphisme thermique dans les roches sédimentaires et volcaniques qui se sont déposées dans cette zone;

d) ces zones se situent au sein de blocs de plate-forme déjà cratonisés avant le Jurassique inférieur, au cours d'événements pouvant s'étaler depuis le Précambrien jusqu'au Trias;

e) dans ces plates-formes les limites des zones de "coloured melange" sont de grandes failles chevauchantes;

f) la disposition de ces zones en Iran (voir fig. 49) est toujours entre les chaînons montagneux, comme par exemple les alignements entre Alborz et Iran central, Zagros et zone de Sanadaj-Sirjan, bloc du Lut et Iran central. Cependant il en existe aussi des jalons linéaires plus sporadiques comme celui qui court entre la zone volcanique Urumiah-Dokhtar et la dépression du Gavkhuni et à l'intérieur de la zone du Zagros;

g) ces alignements sont souvent confondus avec les accidents tectoniques majeurs de l'Iran comme celui du "Main thrust" du Zagros ou la faille de Doruneh-Shir Kuh;

h) les zones de "coloured melange" du Zagros ont été déformées essentiellement au Crétacé supérieur, alors que les zones de "coloured melange" du reste du pays l'ont été essentiellement à la suite d'événements qui se sont déroulés après l'Eocène.

Dans les paragraphes qui suivent on se propose de répondre à plusieurs questions relatives à la genèse de ces zones particulières à partir de l'examen de celle de la région d'Esfandagheh. En effet, si l'on compare les caractères de chacune de ces zones dans tout le pays, on est amené à penser que les problèmes sont identiques en tous points et que les différences qui existent dans les différents alignements tiennent essentiellement au serrage alpin qu'ils ont subi. Celui-ci est parfois tellement important que les zones de plates-formes adjacentes ne sont séparées que par de très minces affleurements de "coloured melange". Aussi, dans ces cas, les relations

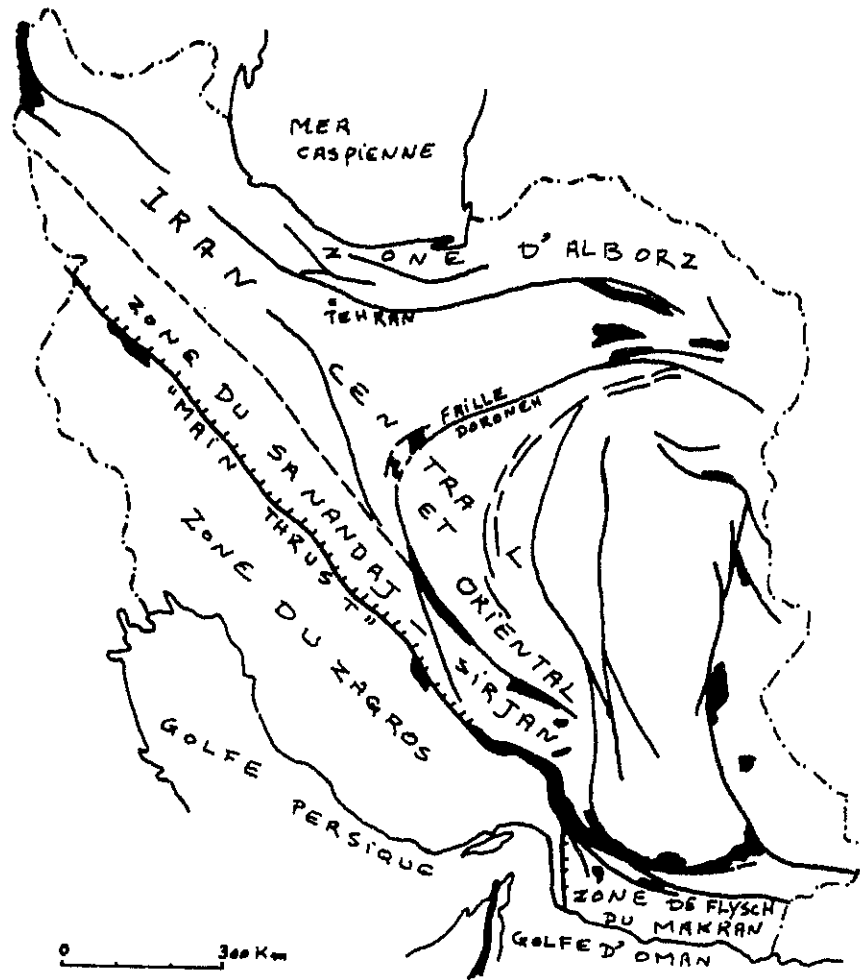


Figure 49 - Répartition des zones à "coloured melange" en Iran -

entre les différentes unités en présence ne sont pas toujours évidentes. Cela signifie qu'il est impossible de résoudre les problèmes posés par le "coloured melange" sans prendre en considération la géologie des zones qui le bordent.

A ce propos la région d'Esfandagheh paraît exemplaire, car il semble assez facile d'y établir les relations existant entre les zones bordières de plate-forme et les alignements à "coloured melange". Ces questions peuvent être abordées de bien des façons ; nous avons d'abord envisagé la géologie régionale, mais aussi les structures des différents composants de la zone du "coloured melange". Dans chaque cas nos arguments seront tirés des macro et micro-structures, de la pétrographie des différents faciès rencontrés et de leur évolution pétrologique.

Les questions que nous poserons ainsi, et que nous tenterons de résoudre, peuvent se rassembler en six grands points :

- 1) - Quelle est l'origine des roches basiques et ultrabasiques ?
- 2) - Pourquoi ces roches ne développent-elles pas de phénomènes de contact thermique sur leur encaissant ?
- 3) - Quelle est l'origine des blocs exotiques ?
- 4) - Quels sont les processus qui régissent l'acquisition du faciès "mélange" ?
- 5) - Quels sont les âges des matériaux constitutifs et du processus de mélange ?
- 6) - Quelle évolution générale peut-on invoquer pour les zones alignées de "coloured melange" ?

II-3-1-2 - Répartition des zones à "coloured melange" dans la région d'Esfandagheh (voir fig. 50)

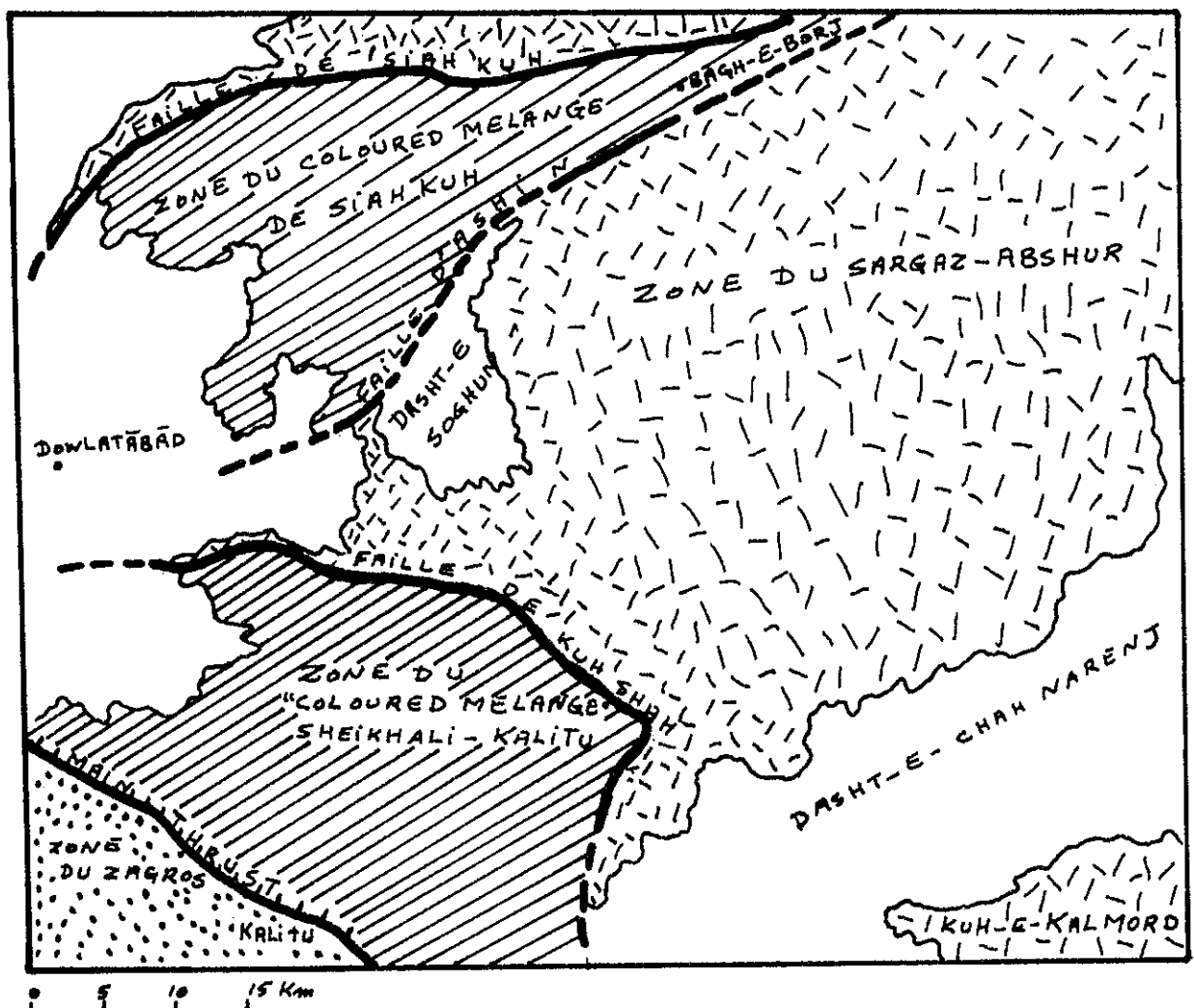


Figure 50 - Répartition des zones à "coloured melange" dans la région d'Esfandagheh -

Deux secteurs présentent des faciès de "coloured melange" :

a) - Le "coloured melange" de Siah-Kuh

Dans ce secteur les faciès du "coloured melange" se rencontrent dans une zone à peu près triangulaire que l'on peut limiter par des lignes joignant le NE du village de Dowlat Abad au village de Sefid Khaneh et à la mine de chrome de Bagh-e-Bordj. C'est la grande faille de Siah Kuh, presque E-W jusqu'à Sefid Khaneh, puis N-S au-delà, qui limite au Nord cette zone. Alors qu'au Sud les massifs ultrabasiques d'Abdasht sont en contacts faillés avec les roches métamorphiques du complexe d'Abshur, à l'Est, la limite passe près d'Ashin où les masses dunitiques de Kuh-e-Sorkh sont juxtaposées à la zone du "coloured melange".

b) - Le "coloured melange" de Sheikhal-Kalitu

Cette zone constitue une petite partie de l'alignement à "coloured melange" qui s'étend tout au long du "main thrust" du Zagros, depuis la ville de Hadji Abad jusqu'à Kalitu. Sa direction générale est NW-SE, comme la grande faille bordière du Zagros. Localement, cependant, cette orientation peut devenir brusquement subméridienne, dans la région orientale, comme les grandes fractures qui séparent le "coloured melange" de la zone de Sargaz-Abshur. D'une façon générale c'est une zone qui est limitée au Nord par la faille de Kuh-Shah, qui la met en contact avec les métamorphites de Sargaz-Abshur, et au Sud par le "main thrust", qui la met en contact avec la zone du Zagros.

II-3-2 - Présentation géologique générale des zones à "coloured melange" de la région d'Esfandagheh

A. - Les grands ensembles constitutifs

Toutes les unités composant le "coloured melange" de la région sont reliées les unes aux autres de façon très intime. En effet ce sont des ensembles qui ont subi une suite d'événements unique pour toute la zone et de ce fait il est difficile de donner plus ou moins d'importance à l'un ou l'autre d'entre eux. Cependant, étant donné que l'évolution a commencé par la cristallisation des roches basiques et ultrabasiques, ce sont ces faciès que nous décrivons en premier lieu.

A-1. - Les roches ultrabasiques et faciès associés

Ce sont de grands massifs de dunités serpentinisées et de serpentinites contenant de fréquentes masses de roches basiques, actuellement sous forme de rodingites. Les faciès gabbroïques sont très rares et ils se présentent sous le même aspect que dans la zone de Sargaz-Abshur, c'est-à-dire avec des structures rubanées et les différents aspects des "cumulats". Les faciès ultrabasiques sont le plus souvent serpentinisés, métamorphisés et très déformés. Ils constituent deux grands massifs :

a) - le massif de Kuh Shah, qui est formé de dunite et a une forme ovale dont le plus grand axe mesure 9,5 km et le plus petit 4 km. Il est entièrement limité par des failles et le degré de serpentinisation augmente du cœur vers la périphérie. Aucun contact thermique n'a été observé aux abords de ce massif.

b) - le massif de Kuh-e-Ashin, qui est également dunitique et couvre la majeure partie de la zone du "coloured melange" de Siah Kuh. Une partie de ce massif a conservé une structure magmatique. Elle a été différenciée, car par ailleurs le reste du massif est très métamorphisé et mêlé à des métamorphites diverses à caractères très complexes, ce qui lui donne un aspect particulier. C'est cette deuxième partie que l'on sépare sous le nom de "complexe des schistes à glaucophane et serpentinites".

Ce massif d'Ashin a subi au moins deux phases de plissement et de métamorphisme. Sur ses bordures se développe une belle schistosité, parallèle aux contacts et à celle des schistes cristallins voisins. Dans le plan de la schistosité, s'observe une linéation qui permet de suivre l'évolution du plissement ultérieur.

C'est lors de ces déformations ainsi mises en évidence que se développe la serpentinisation. Les serpentinites sont presque exclusivement composées d'antigorite et la majorité des schistes à antigorite qui affleurent entre la faille de Siah Kuh et celle d'Ashin semblent dériver de ces faciès.

Ces faciès d'Ashin montrent une belle continuité avec les dunités de Kuh-e-Sorkh que nous venons d'étudier avec les roches intrusives de la zone de Sargaz-Abshur. Il apparaît ainsi que les ultrabasites de la zone du "coloured melange" et celles de la zone de Sargaz-Abshur sont les mêmes. Mais lorsque l'on passe de ces dernières à celles d'Ashin il y a croissance de l'intensité des déformations et de la serpentinisation. L'appartenance de ces roches aux différentes zones distinguées est donc fondée surtout sur les caractères des transformations subies. En effet, plus loin

vers Bagh-e-Bordj, on voit que les dunités serpentinisées passent graduellement à des "cumulats" à clinopyroxène et olivine (pyroxénolites) et à plagioclase et clinopyroxène (gabbros divers). Il n'y a donc pas de limite tranchée entre les ultrabasites de la zone du "coloured melange" et celles de la zone de Sargaz-Abshur.

Ces différents faciès basiques et ultrabasiques de la zone du "coloured melange" affleurent toujours dans les zones de failles ou d'écaillages. Le long de ces mêmes fractures, les marbres et amphibolites du complexe d'Abshur sont représentés par des amphibolites à orthopyroxène et clinopyroxène ou des marbres à olivine. Ces relations sont les mêmes que celles entre métamorphites et ultrabasites vues dans le complexe de Sargaz-Abshur.

Par exemple dans le Kuh-e-Kolahu, au-dessus des harzburgites serpentinisées, apparaît une série de "cumulats" divers qui sont, dans l'ordre, des "cumulats" à pyroxène et olivine, puis à plagioclase et clinopyroxène, avant les marbres à minéraux du complexe d'Abshur. Ces relations sont perturbées par des fractures qui jalonnent toujours les faciès ultrabasiques (voir fig. 51).

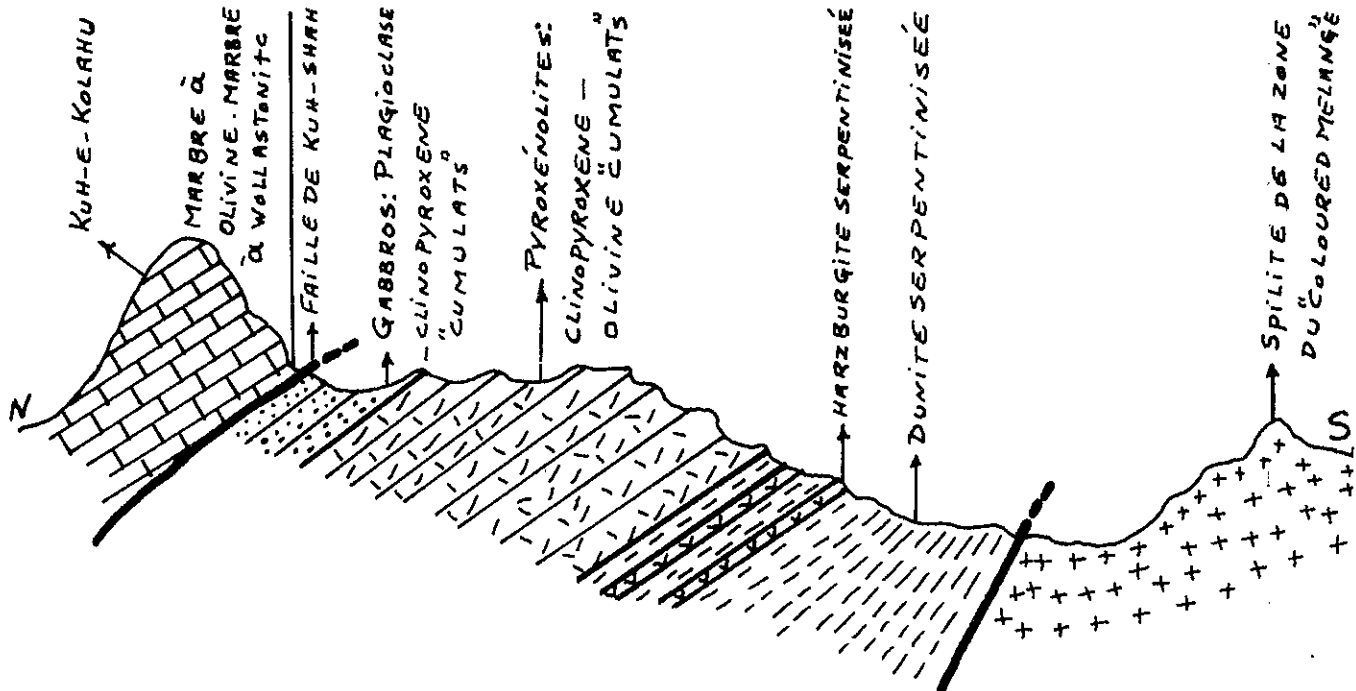


Figure 51 - Kuh-e-Kolahu : relation entre roches basiques et ultrabasiques et calcaires cristallins d'Abshur -

De même, près de Cheshmeh Zarch, à 3 km au Sud de Sivin, les cornéennes basiques du complexe d'Abshur, sous les faciès d'amphibolites à pyroxènes, sont en contact avec les serpentinites du "coloured melange", schistosées le long de la faille de Siah Kuh (voir fig. 52).

D'autres exemples de ce type de relations se rencontrent sur les bordures du massif ultrabasique de Soghun à l'W de TapehYahya, et partout où existent des serpentinites au contact des faciès de la zone de Sargaz-Abshur, le long des grandes failles séparant cette zone de celle du "coloured melange".

Il est important de souligner qu'on ne rencontre jamais de faciès du complexe de Sargaz en contact de ce type avec les serpentinites du "coloured melange". Cela signifie :

- 1) que les faciès ultrabasiques n'étaient en relation qu'avec les roches du complexe d'Abshur, et cela avait déjà été remarqué au sein du complexe de Sargaz-Abshur ;
- 2) que ces faciès basiques et ultrabasiques sont les mêmes dans la zone du "coloured melange" et celle de Sargaz-Abshur, mais que dans la première ils ont été beaucoup plus repris par les phénomènes tectoniques et métamorphiques.

Il s'ensuit que l'on peut en déduire indirectement que si dans la zone du "coloured melange" la sédimentation commence après la cristallisation des masses basiques et ultrabasiques, il ne peut y avoir d'effets thermiques. Ainsi les serpentinites ont dans cette zone la valeur "d'intrusions froides". Mais cette notion est superflue, car quel que soit l'épaisseur des serpentinites il n'est pas possible de considérer celles-ci comme des intrusions. En effet, nous

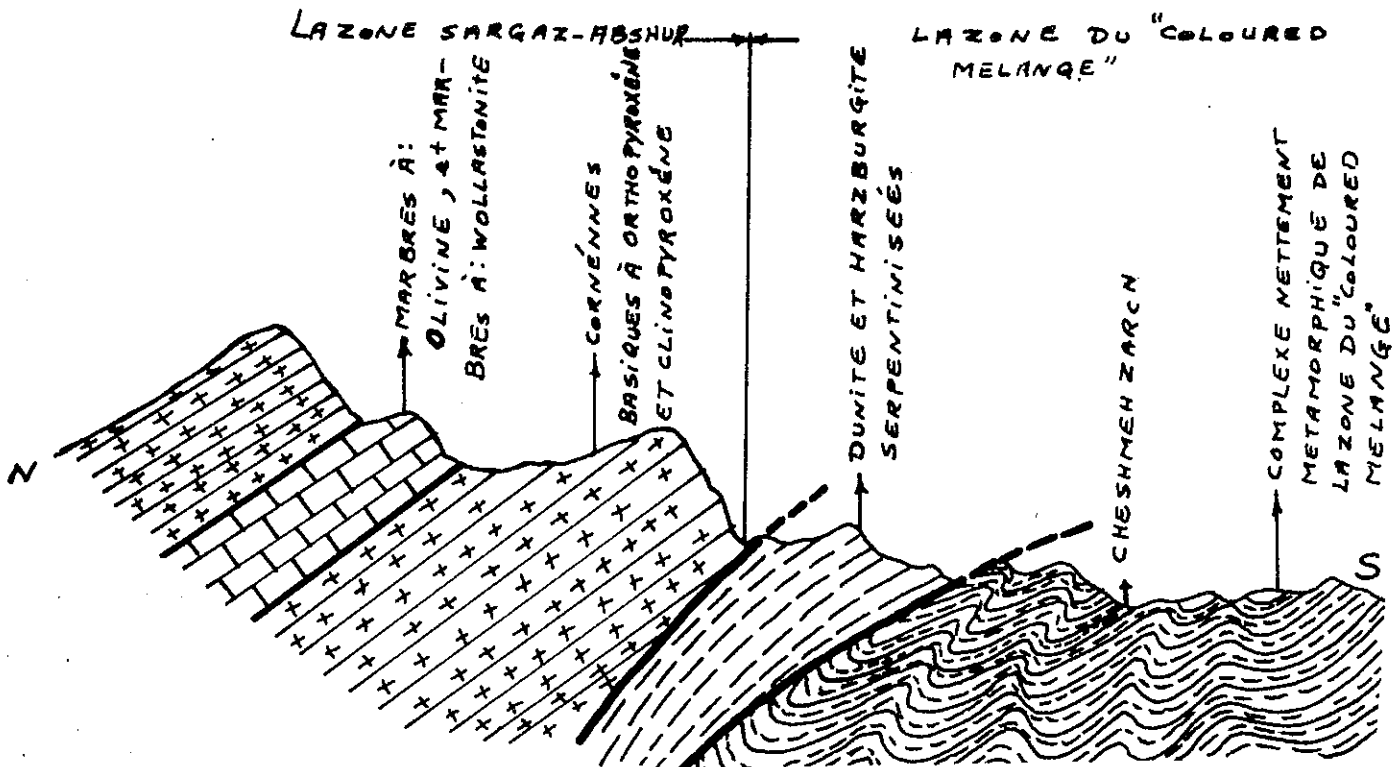


Figure 52 - Cheshmeh Zarch : relation entre les métamorphites d'Abshur et les serpentinites du "coloured mélange" -

avons vu que même dans la zone de Sargaz-Abshur il est impossible de parler d'intrusions dunitiques puisque celles-ci sont seulement une partie différenciée du magma basaltique. Dans leur état actuel les serpentinites sont dans la même situation que les autres roches du cortège basique - ultrabasique, mais avec en plus une signification tectonique. Elles occupent alors une situation intrusive diapirique dans différents contextes mais sans aucun sens magmatique.

Dans le "coloured mélange" de Sheikhali-Kalitu, représenté par des faciès métamorphiques divers, existent aussi des masses importantes des faciès du complexe d'Abshur. Les contacts sont toujours des failles subverticales. Dans ces masses on rencontre des ultrabasites et des amphibolites et marbres. Ceux-ci sont toujours fortement affectés par les effets thermiques dus aux ultrabasites alors que les métamorphites du "coloured mélange" adjacent n'en montrent jamais. Ce genre de relations a été à plusieurs reprises signalé ailleurs en Iran. RICOU (1971) signale en effet le contact thermique de roches ultrabasiques sur les calcaires de Tang-e-Hana à l'intérieur de la zone à "coloured mélange" (ces marbres de Tang-e-Hana sont les équivalents des faciès d'Abshur et n'appartiennent pas au complexe volcano-sédimentaire propre au "coloured mélange").

Il en a conclu qu'avec l'intrusion de matériel basique débute l'histoire de celui-ci. Selon ce même auteur la différenciation en ultrabasites et gabbros suit, avec dégagement d'un haut flux thermique sur l'encaissant. La serpentinitisation n'est qu'ultérieure et contemporaine des déformations qui affectent toute la zone du "coloured mélange". De même DAVOUDZADEH (1969) signale des "inclusions" de l'ordre de plusieurs mètres, composées de diopside - wollastonite dans les roches ultrabasiques du "coloured mélange" de Naïn (Iran central). Ces inclusions reflètent les conditions d'un métamorphisme thermique de haute température aux abords des ultrabasites, tout à fait comparable à celui que nous avons décrit plus haut dans la zone de Sargaz-Abshur. A Naïn elles ont cependant été interprétées comme des rodingites apparues selon un processus métagénétique, bien que la wollastonite n'ait jamais été rapportée comme élément constitutif des rodingites. Il apparaît donc bien qu'à Naïn, comme à Tang-e-Hana et dans la région d'Esfandagheh la meilleure interprétation de ces paragenèses de haute température soit celle d'un contact thermique dû aux ultrabasites, précédant la sédimentation dans cette zone et les déformations alpines. C'est l'interprétation de RICOU que nous confirmons ici.

Les passages continus des ultrabasites de Kuh-e-Sorkh (zone de Sargaz-Abshur) à celle du "coloured mélange", la préservation au moins locale des structures rubanées, les relations intimes de ces roches avec des skarns ou des cornéennes basiques de haute température avec les seuls faciès du complexe d'Abshur dans les zones tectonisées et l'absence de contact thermique avec les matériaux du "coloured mélange", amènent ainsi à penser :

- que les roches basiques et ultrabasiques de la zone du "coloured mélange" sont les mêmes que celles du complexe rubané de la zone de Sargaz-Abshur ;

- que ce sont les plus anciens faciès de cette zone, comme le confirme en outre la présence de chromite, serpentine et picotite détritiques dans les greywackes du Crétacé supérieur.

Les ultrabasites et basites de la zone du "coloured melange" ont subi différentes phases de déformation et de métamorphisme. On peut distinguer plusieurs types de phénomènes qui mènent à la formation de :

- Rodingites

Les rodingites se rencontrent sous forme de lentilles irrégulières dans les serpentinites. Elles ont conservé des structures magmatiques originelles. Ce ne sont pas des dykes basiques ou gabbroïques, mais des "cumulats" lenticulaires et particuliers dans les dunites et harzburgites. Cela s'observe de façon identique dans la zone de Sargaz-Abshur. On peut distinguer :

- + des "cumulats" pyroxéniques (diopsidite),
- + des "cumulats" à plagioclase et clinopyroxène.

Le premier type a recristallisé (et a été déformé) en une paragenèse à diopside + chlorite magnésienne et très peu de grossulaire ("intercumulus" des plagioclases), et le deuxième en diopside + grossulaire + prehnite + vésuvianite + chlorite magnésienne...

Il arrive très souvent que serpentinite + blocs rodingitiques ont été fortement repris par une phase métamorphique durant laquelle apparaît la pectolite en filonnets. Plus rarement des blocs sont riches en albite et quartz d'origine inconnue.

- Roches à talc et actinote

Elles se présentent en inclusions dans les serpentinites et faciès métamorphiques divers. Dans ceux-ci ce sont des lentilles irrégulières à grain grossier, avec une matrice de talc englobant de gros cristaux d'actinote (jusqu'à 10 cm). Nous verrons plus loin qu'on doit les interpréter comme des roches ultrabasiques métamorphisées. Il s'agit sans doute de blocs exotiques dispersés dans un matériel pélitique et métamorphisés avec celui-ci qui donne un micaschiste à grenat et muscovite. Dans les serpentinites, ces mêmes amas dérivent sans aucun doute du métamorphisme de roches ultrabasiques. Les inclusions à talc et actinote sont alors souvent zonées (voir fig. 53).

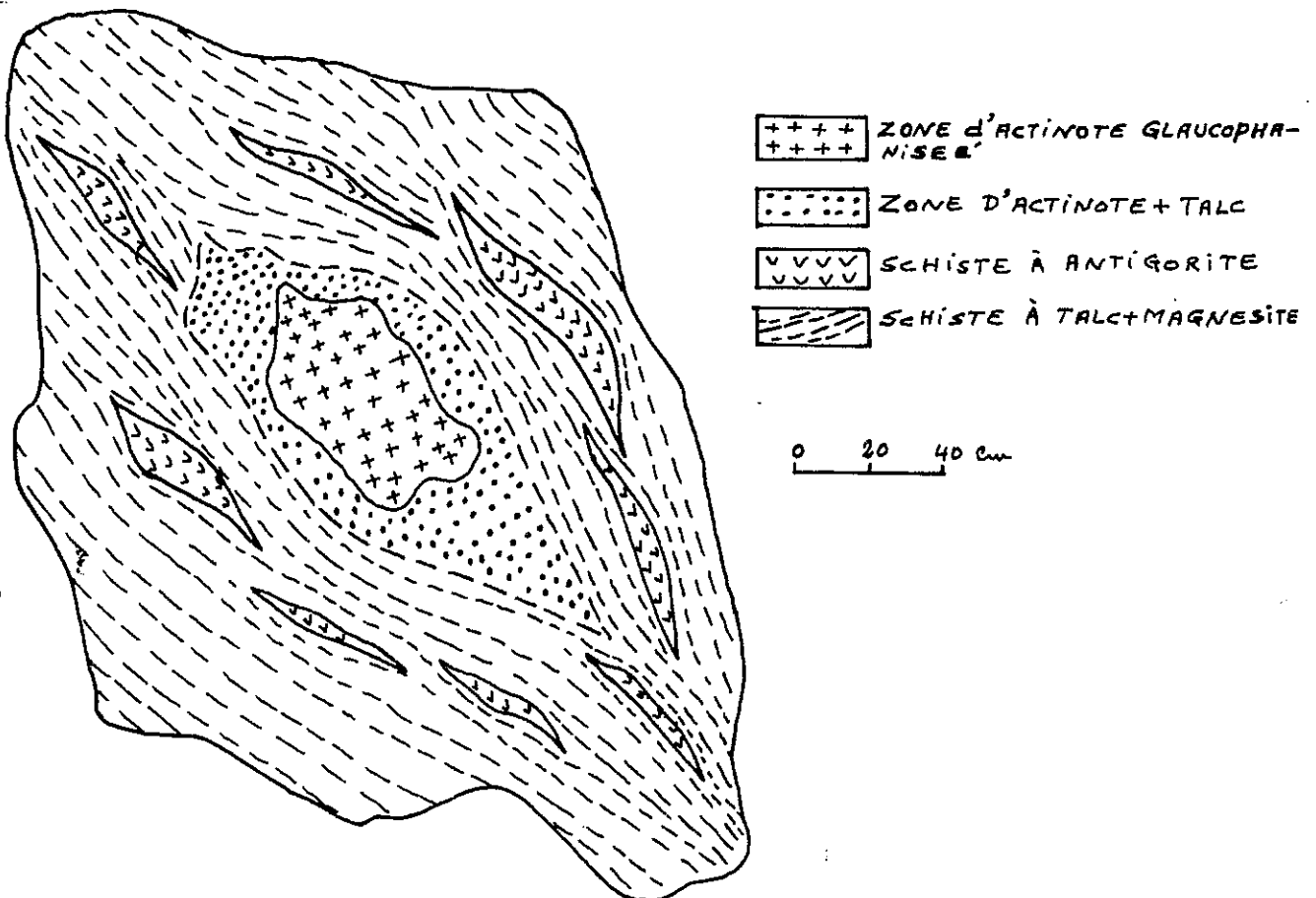


Figure 53 - Zonation des inclusions à talc et actinote dans les serpentinites -

Les roches ultrabasiques sont plus rarement transformées en anthophyllite + talc. Un seul affleurement est connu à 2 km au Sud de Kuh-Shah. Les serpentinites sont là juxtaposées aux amphibolites d'Abshur et sont transformées en actinote + titanoclinohumite ou trémolite + talc et anthophyllite.

Pour conclure cette présentation générale des faciès ultrabasiques et basiques de la zone du "coloured melange", il faut souligner que les serpentinites se présentent sous deux formes de gisement :

- + les grandes masses bordières des ultrabasites, le long des grandes failles (voir ci-dessus) ;
- + les blocs exotiques. Ceux-ci, dont la taille va de 1 cm jusqu'à plus de 200 mètres sont isolés dans les métamorphites et sans relation avec les autres unités. Leur structure magmatique a disparu et ils sont morcelés, cisailés et tectoniquement mêlés à d'autres blocs d'autres faciès. Ces blocs sont cependant peu abondants par rapport aux serpentinites en grandes masses et ce sont sûrement les mêmes ultrabasites transformées mais introduites dans les autres matériaux du "coloured melange" soit lors de leur sédimentation, soit lors des déformations.

A-2 - Les grands ensembles métamorphiques d'origine volcanique et sédimentaire

Ces différents faciès sont les dépôts originels de la zone du "coloured melange", c'est-à-dire des roches qui se sont constituées dans un domaine structural bien défini. Mais ces roches ont toutes subi des phénomènes métamorphiques. Aussi la distinction introduite dans le titre de ce paragraphe est un peu factice. Pourtant il est possible de préciser en caractérisant ici :

- + les faciès dont l'aspect sur le terrain n'est pas celui de roches métamorphiques : c'est le cas d'une grande majorité de matériaux du Crétacé supérieur ;
- + les faciès nettement métamorphiques au premier examen.

Avant de détailler ces deux groupes il est nécessaire de décrire les relations qui existent entre ces types de roches. En raison de la complexité structurale de la zone il est généralement impossible d'établir un passage continu entre faciès transformés ou non. En effet, il existe toujours de nombreuses écailles qui séparent ces roches en unités différentes. Cependant en quelques cas il est possible de mettre en évidence le passage progressif qui existe entre les faciès des deux groupes.

La coupe de Kuh-e-Molevar est le meilleur témoin de ces relations :

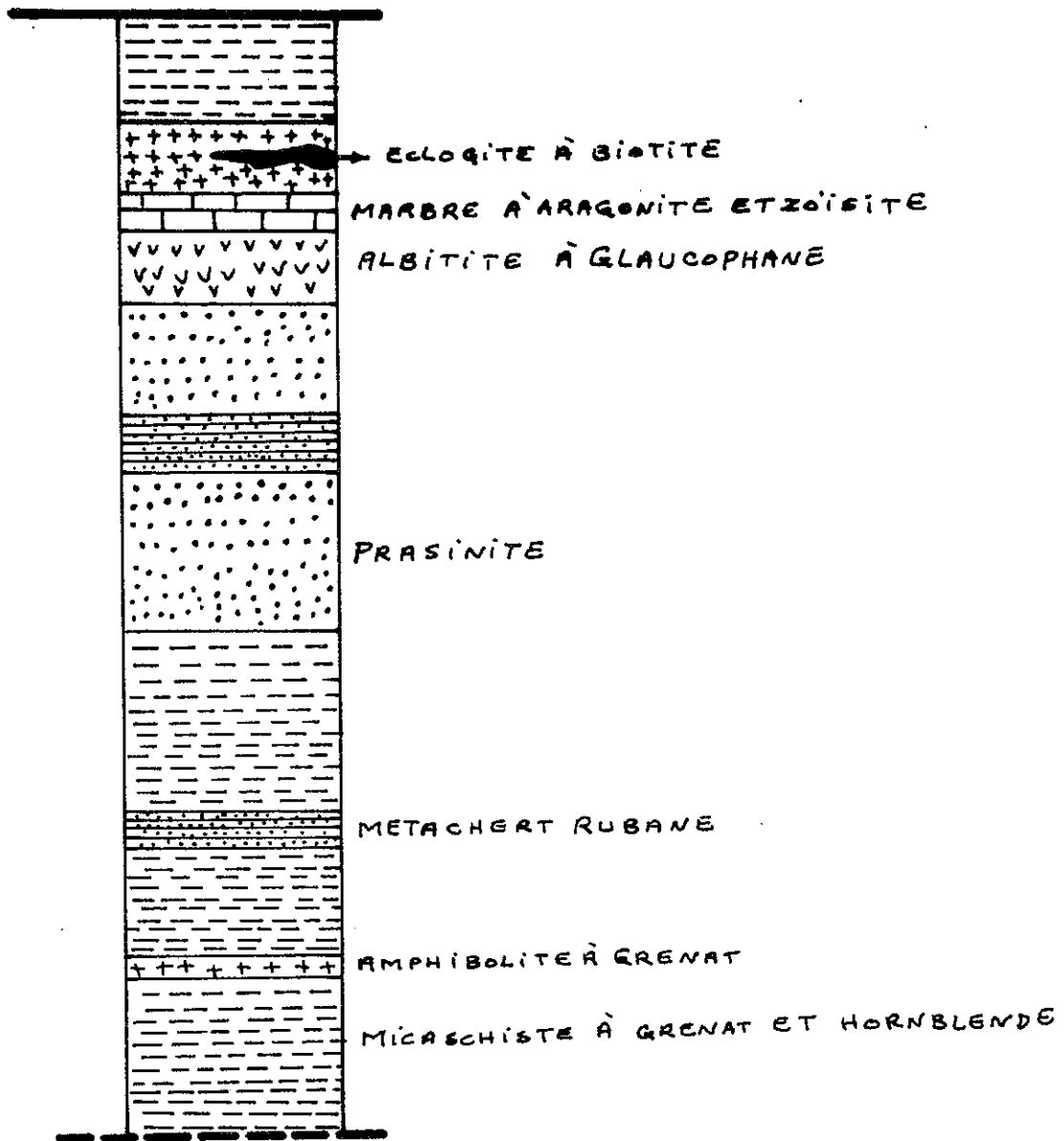
" Au-delà d'une masse ultrabasique métamorphisée se présentent des schistes, métacherts et métavolcanites où les structures sédimentaires ou effusives sont encore bien visibles. Cependant ces roches ont recristallisé en diverses paragenèses et vers le Nord le degré de métamorphisme décroît, ce qui se traduit par l'apparition progressive des couleurs originelles des couches rouges (argilites et radiolarites). Dans la partie supérieure de la coupe, près du volcano-pluton du Siah-Kuh, apparaissent des calcaires à Globotruncana à intercalations de coulées à pillow-lavas, greywackes et shales. Là les traces du métamorphisme ne se décèlent qu'au microscope et l'examen de terrain ne permet pas à lui seul de distinguer ces faciès de ceux de roches non recristallisées."

Ce type d'observation peut également être partiellement effectué dans des coupes incomplètes d'écailles très diverses, par exemple dans la partie méridionale de Kuh-Shah, au NE de Sheikhali ou dans le Kuh-e-Sefid-e-Deraz. Dans chaque cas, nous le détaillerons plus loin, les séquences de sédimentation sont tout à fait semblables et montrent que les faciès fortement ou faiblement métamorphiques sont des suites homogènes qui dérivent de phénomènes se produisant dans le même bassin sédimentaire et de même évolution structurale.

Malgré cette parfaite homologie, et afin de mieux sérier les problèmes nous conserverons la distinction entre faciès différemment transformés.

a) - Les faciès nettement métamorphiques

Dans l'état actuel des connaissances et en raison de la complexité tectonique de la zone, il est impossible de connaître la base de cette série de roches qui sont toujours mêlées en écailles à des serpentinites ou à des faciès de la zone d'Abshur. On peut néanmoins supposer que l'écaille située à 2 km au Sud de Kuh-Shah comporte des formations basales reposant sur un fond serpentinitique. Cependant ce contact est trop perturbé tectoniquement pour que cela puisse être assuré. Quant au sommet de la série il est également difficile à situer, car il passe de façon progressive au Crétacé supérieur. On optera cependant faute de mieux pour une telle polarité, en soulignant ce que la classification adoptée a d'imprécis bien qu'elle ait été utilisée pour l'établissement de la carte géologique.



LOG SCHEMATIQUE DES METAMORPHITES D'ASHIN

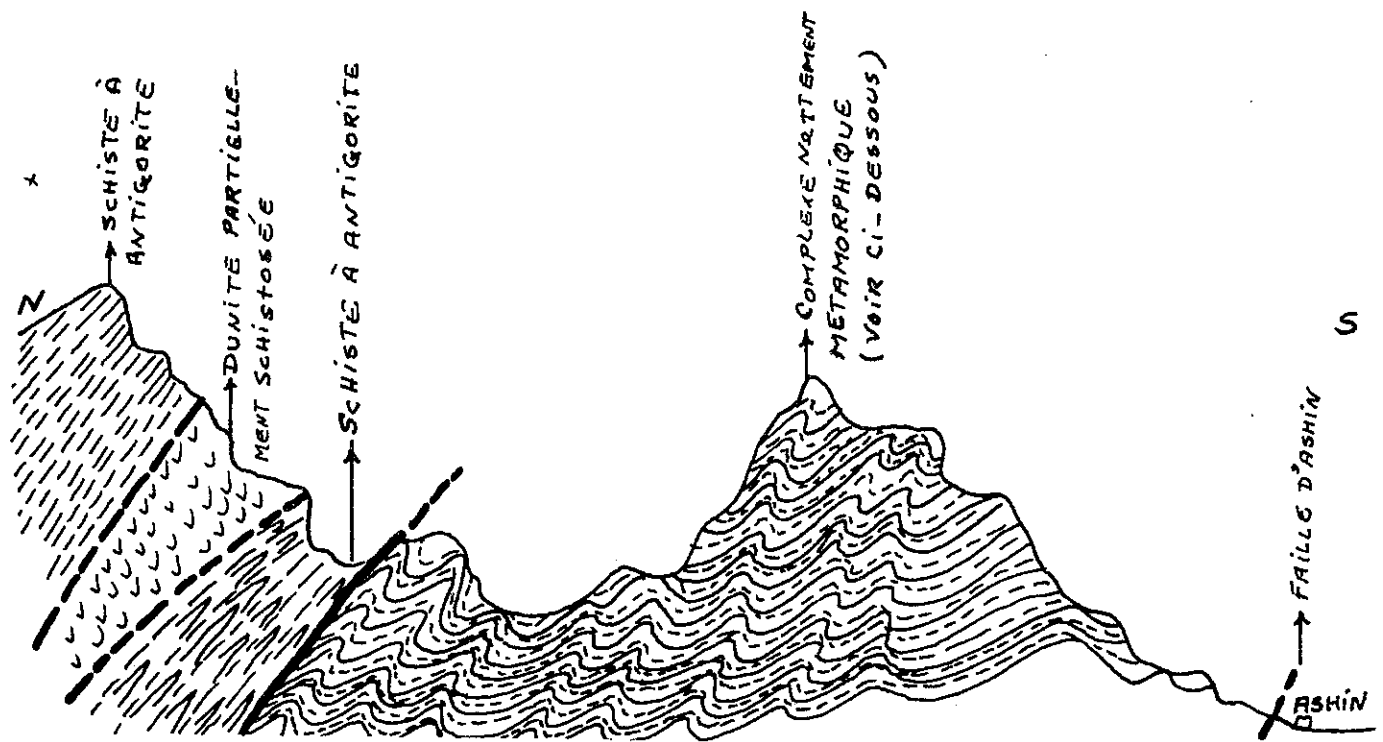


Fig. 54 - Coupe schématique de kuh-e-Ashin.

Ces faciès nettement métamorphiques sont composés par une alternance de micaschistes à grenat, amphibolites (amphibolites à grenat, prasinites...), éclogites, schistes à graphite, métacherts rubanés, argilites rouges métamorphisées, marbres en faible quantité, ovardites et gneiss. C'est cet ensemble qui a été dénommé "complexe des schistes à glaucophane" (SABZEHI, 1972). Cependant le terme de schistes à glaucophane n'est pas très adapté pour ce complexe, car le métamorphisme y est pluriphasé et l'épisode à glaucophane ne constitue qu'une phase parmi d'autres. Il convient donc de ne pas désigner ces roches par une dénomination trop restrictive, car elles ne possèdent pas de schistosité régionale, l'intensité des déformations y est faible et presque tous les caractères sédimentaires ou volcaniques originels sont conservés. Ce sont donc des faciès provenant d'une série volcano-sédimentaire composée de greywackes, shales, coulées à pillow-lavas (certains sont bien conservés dans les amphibolites à grenat), cherts rubanés comparables à des radiolarites, argilites, calcaires plus ou moins gréseux et shales riches en matières organiques.

Quelques coupes typiques permettront de donner une idée des suites de faciès de ce complexe :

a-1) - les métamorphites de Kuh-e-Ashin

Les roches qui sont auprès du village d'Ashin sont essentiellement des micaschistes à grenat et amphibole et subsidiairement des éclogites à carinthine (amphibolite à grenat), des métacherts et des marbres. La figure 54 schématise cette coupe d'Ashin, qui montre l'alternance des micaschistes à grenat avec des roches basiques métamorphisées en divers faciès prasinitiques ou éclogitiques et quelques niveaux de calcaires à aragonite et de métacherts.

Les micaschistes ont des structures qui indiquent deux phases successives de déformation soulignées par leurs linéations. Ils possèdent aussi des traces d'une différenciation métamorphique représentée par des lentilles et bandes d'exsudation et de sécrétion quartzo-albitique (voir fig. 55).

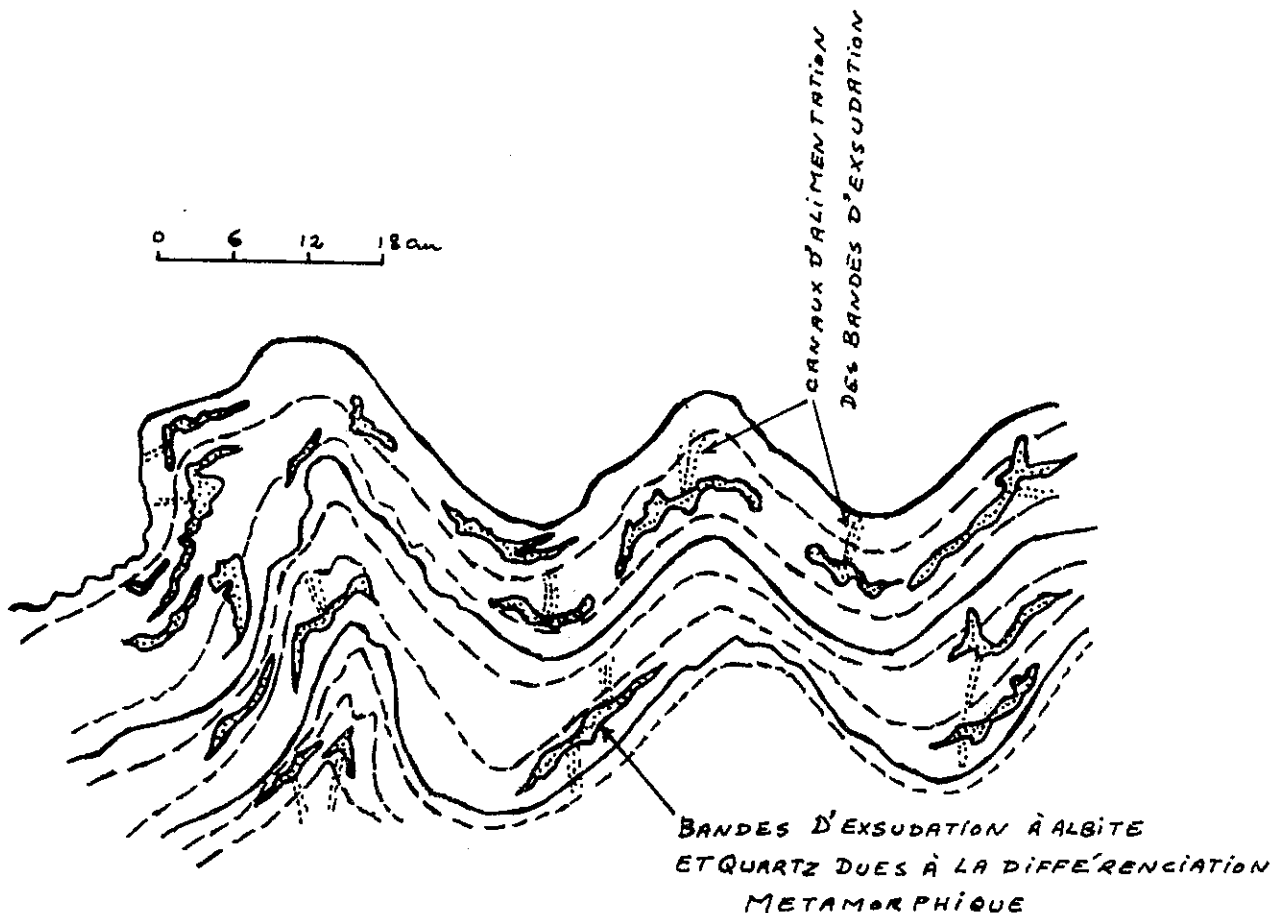


Figure 55 - Mobilisation dans les micaschistes d'Ashin -

Au sein des roches prasinitiques et éclogitiques existent des niveaux siliceux très riches en lentilles de magnétite, qui alternent avec des métacherts. Ces aspects représentent de minces horizons d'argilites mêlées à des cherts siliceux rubanés.

A deux kilomètres au Nord de Sohti, dans la montagne d'Ashin, se rencontre une séquence de micaschistes à grenat et de roches à zoïsite et grossulaire. Ces dernières dérivent de niveaux calcaires impurs et de calcaires gréseux.

Les faciès graphitiques, abondants à Darreh Anjir, à 4 km au NW d'Ashin, se rencontrent dans des micaschistes à graphite, hornblende et muscovite, alternant avec des roches riches en zoïsite et clinozoïsite au sein d'amphibolites à grenat. La figure 56 illustre cette situation. On notera que la zoïsite et la muscovite constituent souvent des nodules ou petites poches d'environ 10 cm de puissance, d'aspect pegmatitique au milieu des roches graphitiques.

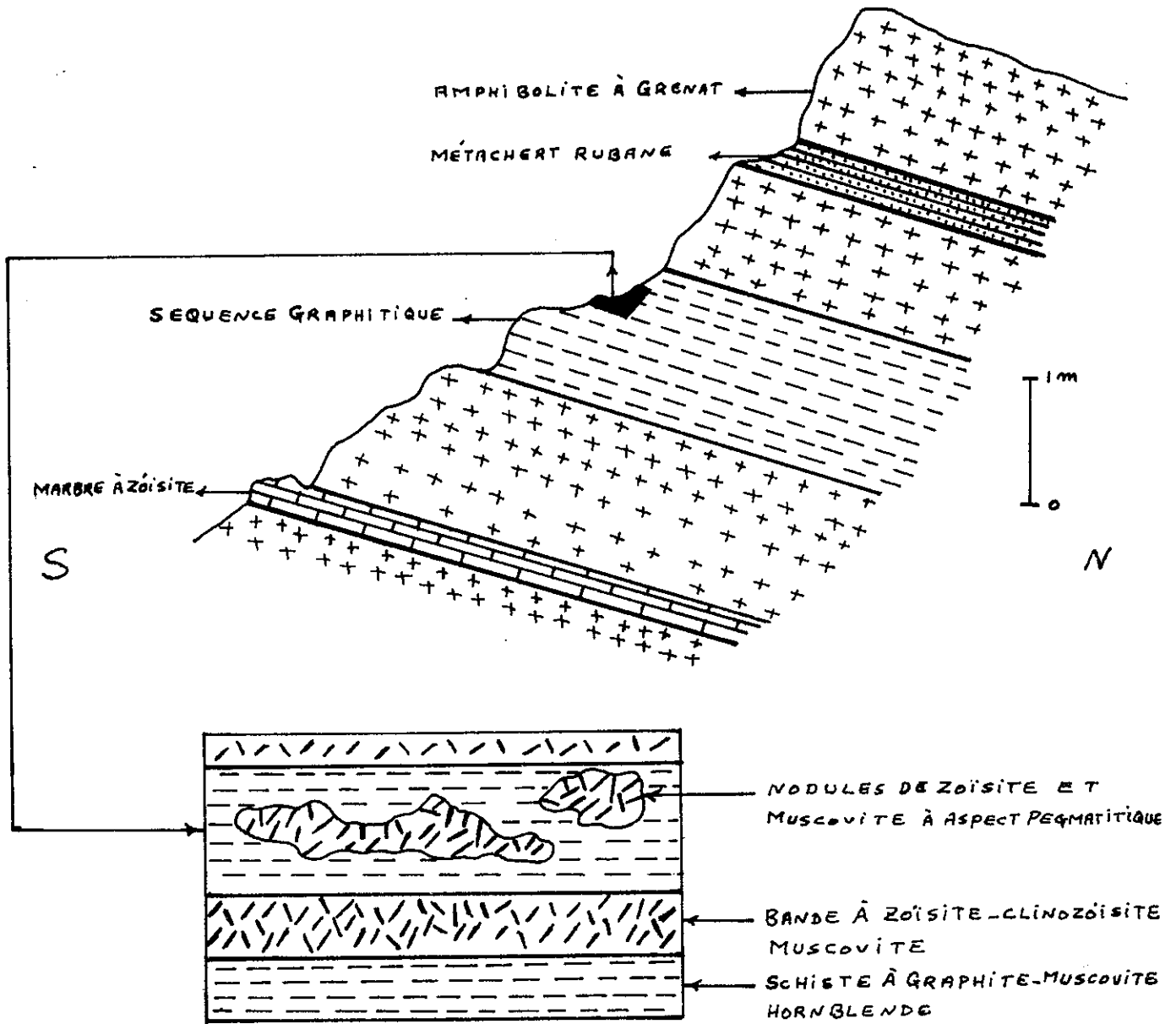


Figure 56 - Gisement des séquences graphitiques dans les micaschistes d'Ashin -

a-2) - Coupe de Siah Kuh - Maaden-e-Shish

Dans cette coupe on rencontre, de haut en bas :

- une épaisse séquence détritique à litage fin, transformée en schistes à glaucophane et aëgyrine. Ces matériaux détritiques sont constitués par de fines alternances de shales, shales sableux, tufs et greywackes avec très minces niveaux calcaires. Là encore la différenciation métamorphique et la mobilisation de Na se traduisent par des rubanements de ségrégation à quartz + aëgyrine + albite ;
- cette séquence est traversée par de nombreux filons diabasiques actuellement transformés en prasinites. Celles-ci ont également été différenciées et mobilisées : le mobilisat très riche en albite forme des nodules dans la prasinite ;
- viennent ensuite des alternances de micaschistes à grenat, amphibolites à grenat et métacherts rubanés. Les faciès basiques possèdent des structures résiduelles de pillow-lavas : dans les amphibolites massives se révèlent de place en place des nodules de forme ovale en enveloppes concentriques. Cette disposition concentrique est uniquement texturale, car la composition minéralogique ne change pas d'une enveloppe à l'autre. A la périphérie de ces bandes concentriques les aiguilles d'amphiboles sont disposées radialement au nodule interprété comme résidu de pillow.

Les amphibolites à grenat contiennent très fréquemment de petites vésicules à calcite. Il semble bien qu'il s'agisse de bulles de la lave originelle, emplies et étirées lors des déformations.

- les éclogites (à grenat et omphacite) se présentent comme des "schlieren" qui ont au maximum 2 m de long, dans les amphibolites. Ces faciès apparaissent, à l'examen de terrain, comme des reliques dans les amphibolites à grenat.

Dans cette coupe jusqu'aux ultrabasites d'Abdasht les marbres sont peu fréquents. Une muscovitisation secondaire apparaît comme un caractère constant et important.

a-3) - Coupe de Kuh-e-Samork

Les roches métamorphiques de l'écaïlle de Kuh-e-Samork située au NE de Sheikhalî, sont des alternances volcano-détritiques, arkosiques et siliceuses (cherts). La coupe débute, vers le haut, par des ovardites massives avec de fines intercalations de métacherts albitiques. Au-dessous viennent des faciès gneissiques grossièrement granoclassés, puis une épaisse séquence de micaschistes à grenat, tufs, quartzites à grenat et ovardites (voir fig. 57). On constate que l'essentiel de cette coupe est constitué par des ovardites qui dérivent de coulées basaltiques.

En ce qui concerne l'âge du dépôt de tous ces faciès métamorphiques on en est réduit à des arguments indirects. En effet on n'a rencontré aucun débris fossile déterminables dans ces roches, mais comme elles montrent un passage progressif au Crétacé supérieur il est possible qu'au moins une partie d'entre elles appartiennent au Crétacé. D'autre part, pour les raisons citées précédemment dans le chapitre consacré aux basites et ultrabasites, ces métamorphites leur sont postérieures. Elles auraient donc un âge de dépôt plus récent que le Trias moyen puisque le magma basique s'est mis en place entre le Trias moyen et le Jurassique inférieur.

Un autre élément de datation peut être recherché dans l'existence d'un niveau conglomératique dans les faciès métamorphiques du "coloured melange". Des galets sont inclus dans un ciment argileux graphitique ; ils sont arrondis, de tailles différentes (voir planche 12, fig. 1), et constitués par des marbres ou des quartzites métamorphiques. Il est difficile de déterminer avec certitude l'origine de ces galets, mais il est assez probable qu'ils proviennent du complexe de Sargaz-Abshur. C'est en effet le seul complexe métamorphique voisin (il affleure à moins de 5 km) et il est précisément constitué par des faciès très semblables.

Il est par ailleurs tout à fait impossible d'imaginer que ces métamorphites sont celles du complexe de Sargaz, transportées tectoniquement dans la zone du "coloured melange". En effet :

- comme nous le détaillerons plus loin, le style des déformations et les caractères du métamorphisme sont très différents dans les deux zones ;
- les lithologies sont également très dissemblables et en particulier les métacherts rubanés, abondants dans les métamorphites du "coloured melange", sont pratiquement absents du complexe de Sargaz ;
- Les faciès du "coloured melange" passent progressivement au Crétacé supérieur alors que ceux de Sargaz-Abshur sont sûrement antérieurs au Jurassique inférieur.

Ainsi peut-on en déduire que l'ensemble des roches métamorphiques de la zone du "coloured melange" appartient à une période comprise entre le Trias supérieur et l'Eocène (voir plus loin). Faute de données paléontologiques cela n'est cependant qu'une interprétation. Mais HUBER (1955) note un âge jurassique pour les radiolarites du "coloured melange" de Bagh-e-Shomal, à 30 km à l'Est de Hadjiabad, et RICOU (1969) trouve des faciès jurassiques et crétacés dans la même zone au environs de Neiriz.

N

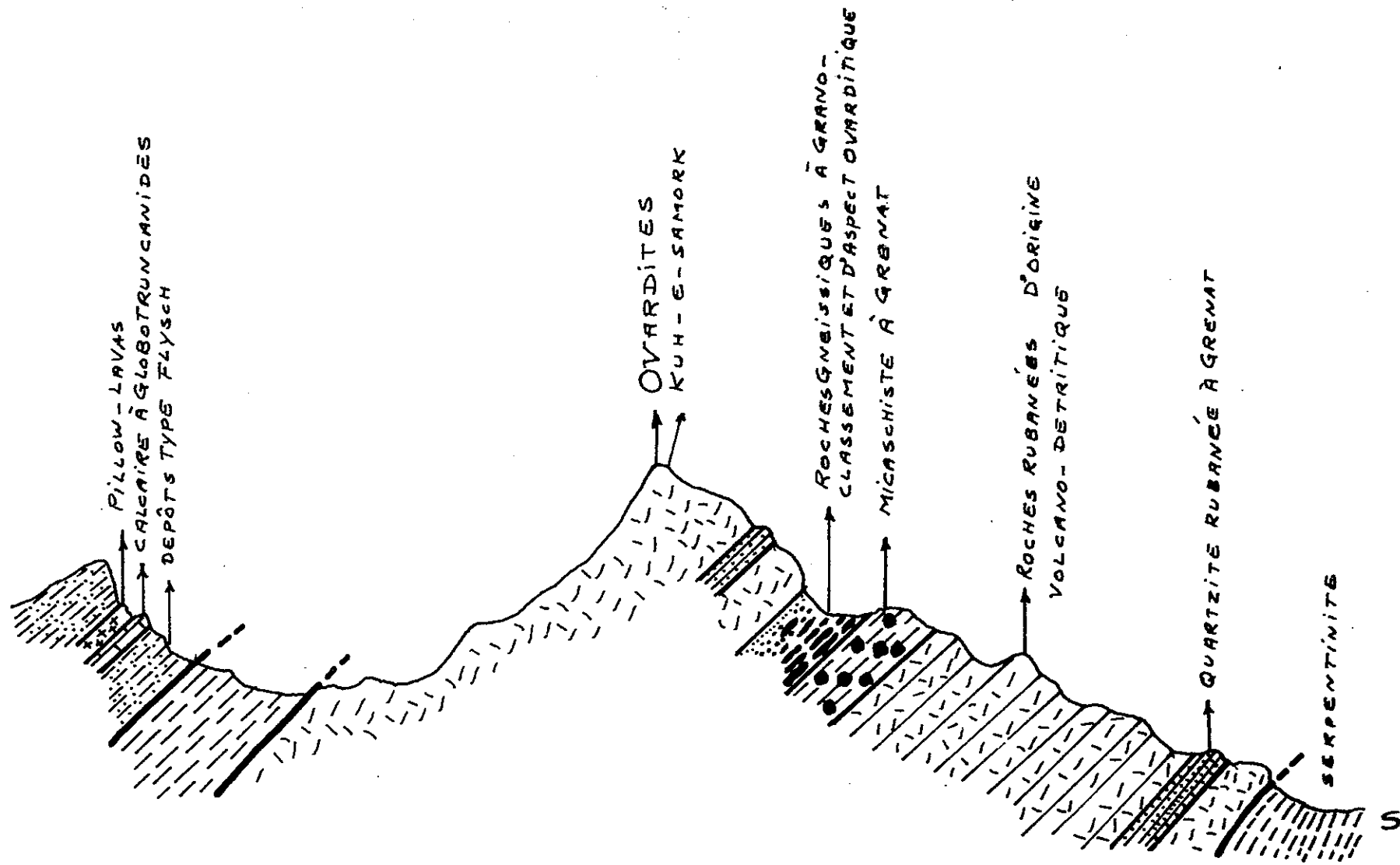


Fig: 57 - Coupe de KUH-E-SAMORK

Quoi qu'il en soit, il est certain que la sédimentation de la zone du "coloured melange" a été alimentée par les reliefs de Sargaz-Abshur. En effet les galets de serpentinites, les grains détritiques de picotite, de chromite, de grenat, les galets de roches métamorphiques à augite et / ou hornblende, etc. découverts dans les roches du Crétacé supérieur en sont des témoins péremptoires. Ces évidences, ainsi que l'absence de phénomènes de contact thermique aux abords des ultrabasites dans les roches du "coloured melange", montrent que le début de leur évolution, dès la sédimentation, est postérieur à la consolidation de la zone de Sargaz-Abshur (qui rappelons-le, date du Trias supérieur).

b) - Les faciès non clairement métamorphiques sur le terrain

Il est impossible, ainsi qu'on l'a exposé plus haut, de mettre une limite entre ces faciès et les métamorphites. Les deux groupes appartiennent au même ensemble et ce sont des facilités d'exposé ainsi que des nécessités de cartographie qui rendent utile leur distinction.

A première vue ces roches ne montre aucun caractère métamorphique. Il s'agit d'une série essentiellement déritique avec nombreux caractères flyschoides, contenant des radiolarites, des argilites rouges, des coulées à pillow-lavas, des tufs et enfin des calcaires pélagiques en quantité mineure.

L'âge de la plus grande partie de cette suite est du Crétacé supérieur, peut-être du Paléocène et jusqu'à une partie de l'Eocène.

Malgré les nombreuses perturbations tectoniques la superposition énumérée plus haut se rencontre en de nombreuses coupes. Le meilleur exemple est la coupe du Kuh-e-Sefid-e-Deraz, dont l'alternance typique de niveaux colorés donne une idée assez claire des caractères de la zone du "coloured melange".

Dans cette coupe l'épaisseur totale des dépôts atteint environ 3 km, sur lesquels les faciès flyschs occupent à peu près 80 %. Pour la coupe de Darreh Jira (fig. 58), au pied du pic de Siah Kuh, la succession est assez comparable. Le schéma de la figure 58 détaille la séquence complète que nous allons reprendre successivement faciès par faciès.

b-1) - Les flyschs

Ce sont des faciès rythmiques où alternent deux types de roches :

- des greywackes, grès tuffacés, grès calcaires et conglomérats ;
- des shales.

Dans cet ensemble les greywackes et shales sont le plus souvent les deux termes des séquences rythmées, mais avec une fréquente perte de leur structure primitive. En effet, les niveaux plus compétents des greywackes sont déformés et boudinés et perdent ainsi leur continuité de lits sédimentaires. A un stade plus poussé les morceaux sont rompus et séparés les uns des autres, de telle sorte qu'ils paraissent noyés dans la matrice des shales qui réagissent de façon plus souple. Au total le résultat ressemble à un conglomérat où des "galets" de greywackes sont cimentés par les shales. Ce morcellement peut être poussé et les débris de greywackes sont parfois réduits à une taille inférieure au centimètre (voir planche 12, fig. 2, 3).

Ces séries sont également très souvent granoclassées. Le "graded bedding" montre très fréquemment une polarité inverse qui indique une série renversée, ce qui est confirmé par la position des pédoncules des pillow-lavas dans les coulées volcaniques associées. Dans les greywackes fines le granoclassement se remarque bien grâce à un changement de teinte de la roche : à la base des séquences la couleur est vert foncé et vers le haut elle palit très progressivement jusqu'au faciès shale, vert très pâle à gris.

Il est fréquent de rencontrer dans ces roches des dykes clastiques. Ils sont représentés par des "filons" de grès ou greywackes recoupant les shales et s'arrêtant au niveau des calcaires.

Ces derniers sont rares dans les flyschs et leurs couches n'excèdent pas deux mètres quand il s'en rencontre.

En principe les shales de ces séries sont grises, mais aux abords des centres volcaniques elles deviennent rouges et sont alors interstratifiées avec des radiolarites rubanées.

Les flyschs deviennent conglomératiques vers le sommet, où ils appartiennent au Crétacé supérieur. Les galets qui les composent alors sont surtout des calcaires du Jurassique, mais aussi des roches volcaniques ou métamorphiques. Ces dernières (marbres, schistes verts, quartzites, etc.) appartiennent à la zone de Sargaz-Abshur. Ces conglomérats sont très faiblement granoclassés.

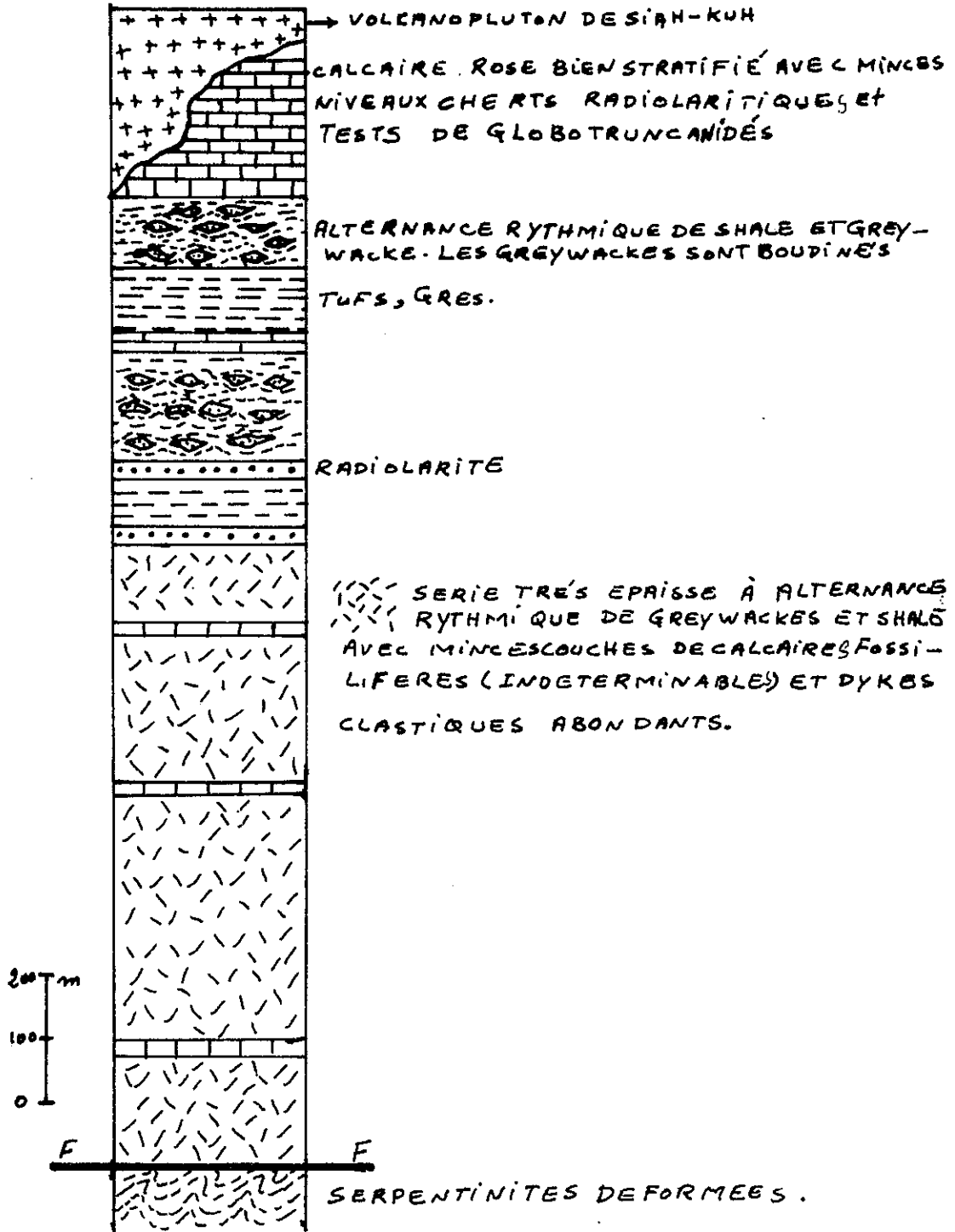


Fig: 58- Coupe DE DARREH JIRA

La répartition des zones conglomératiques dans les flyschs est très variable. Très souvent les conglomérats disparaissent latéralement. Ce type de répartition et surtout la prédominance de ces faciès au sommet de la série, impliquent l'intervention de régimes torrentiels, donc de surrections consécutives à des mouvements dans le bassin ou ses bordures, vers la fin de la sédimentation au début du Paléocène. En effet, les caractères de ces conglomérats terminaux imposent des érosions violentes, des pentes fortes, un transport court et un dépôt rapide. Ailleurs (Neiriz par exemple : cf. RICOU, 1969) les mouvements du Crétacé supérieur sont beaucoup plus importants, nous n'avons ici que des reflets lointains de ces déformations. L'aspect de ces conglomérats peut être vu sur la figure 4 de la planche 12.

b-2) - Calcaires, radiolarites, argilites rouges et roches volcaniques

Ces faciès sont traités ensemble, car ils sont toujours intimement associés.

* Les calcaires

Il s'agit de calcaires micritiques, rosés, vert pâle ou kaki, souvent à Globotruncana. Ils sont traversés par de nombreux filonnets de calcite et aragonite qui contiennent parfois du glaucophane, de l'épidote et de l'albite. Quelques minces niveaux de cherts radiolaritiques, ou des nodules des mêmes y sont souvent intercalés. Ces horizons calcaires constituent en général des lentilles de quelques centaines de mètres d'étendue, mais il arrive assez souvent qu'ils forment des couches continues atteignant deux kilomètres de long. Ils sont toujours associés à des roches volcaniques, des radiolarites et des argilites rouges.

Ils ont livré la microfaune suivante :

Globotruncana sp.
Globigerina sp.
Globotruncana arca Cushman
Globotruncana lapparenti Brotzen
Heterohelix sp.
Calciphora
Ostracoda

D'après le Dr HAMDI l'âge de ces calcaires est compris entre le Campanien supérieur et le Maestrichtien.

Il existe une relation génétique entre la formation des coulées à pillow-lavas et le dépôt des calcaires. Il arrive très souvent (en particulier à la mine de cuivre abandonnée, à 6 km au Sud de Sheikhali) que les calcaires à Globotruncana emplissent les espaces interpillow à la manière d'un ciment. Il est possible que la couleur rouge ou rosée des calcaires soit de même liée à la proximité des centres volcaniques.

* Les radiolarites

Ce sont des roches de couleur rouge foncé ou vert, très souvent rubanées (alternances de couches rouges et vertes). Elles sont bien stratifiées, en niveaux n'excédant pas 20 cm, séparés par de l'argile rouge. Elles sont parcourues par des filonnets de calcite, quartz et plus rarement, lawsonite et pyroxène sodique. Ces roches sont constituées par des squelettes de radiolaires de différentes espèces (plus de 10), toujours associées à des niveaux d'argilites rouges.

* Les roches volcaniques

Elles sont de types variés, mais les coulées à pillow-lavas dominant. Ce sont des roches diabasiques, tufs, brèches tuffacées ou coulées banales sans structures en coussins.

Les coulées à pillow sont très généralement associées à des dykes diabasiques qui paraissent être les cheminées d'alimentation des coulées. Les coussins sont parfois très volumineux (diamètre atteignant 2 m) et possèdent une structure classique, à pédoncules bien individualisés qui permettent d'établir la polarité structurale des coulées et des couches sédimentaires associées. Les coussins sont souvent cimentés par une matrice calcito-chloriteuse ou par les calcaires micritiques à Globotruncana. Très souvent l'enveloppe externe des pillow-lavas possède une structure variolitique, à globules atteignant 1 cm de diamètre. Les atteintes du métamorphisme sur ces roches ne sont pas très évidentes sur le terrain, mais à l'examen microscopique les coulées à pillow montrent des recristallisations très poussées de haute pression. A cet égard les spilites du Crétacé supérieur sont les faciès les plus significatifs.

* Remarque

Certaines roches du Crétacé supérieur sont parfois très marquées par le métamorphisme. Les deux exemples ci-après situent ces successions où les transformations de basse température et de haute pression sont particulièrement évidentes :

- coupe méridionale de Siah Kuh (voir fig. 59).

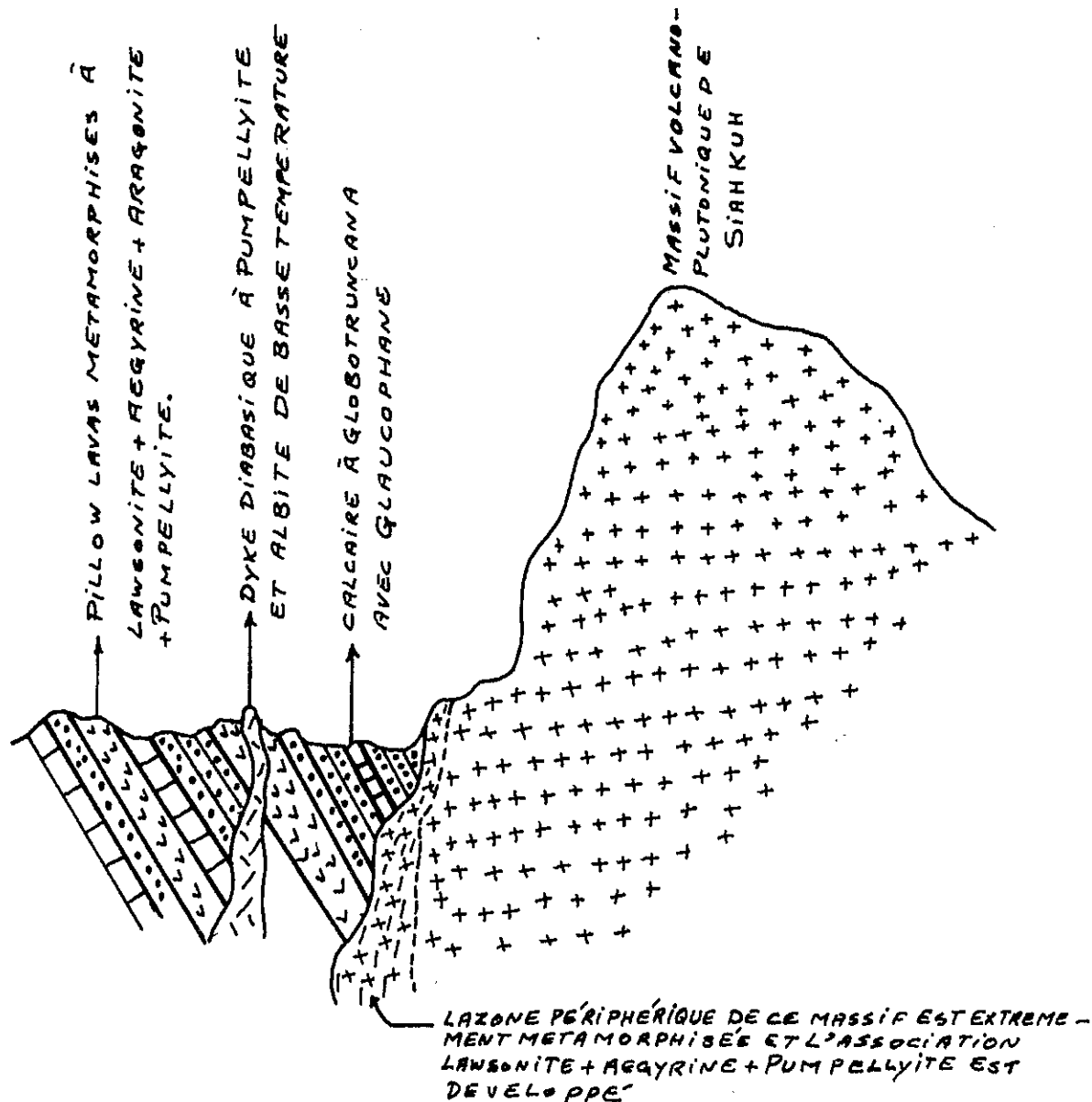


Figure 59 - Coupe schématique de Siah Kuh -

A deux kilomètres de Siah Kuh, près des zones de failles de chevauchement et des ultrabasites, les faciès du Crétacé supérieur sont constitués par des calcaires à Globotruncana, des diabases et des coulées à pillow. Il faut y adjoindre la zone périphérique du volcano-pluton de Siah Kuh qui est très recristallisée dans des conditions de très haute pression de fluides. Les calcaires comportent de nombreux cristaux de glaucophane et les spilites, tout en conservant leurs structures magmatiques, ont recristallisé en une paragenèse à lawsonite + aëgyrine + aragonite + albite + pumpellyite. Les diabases en filons sont fortement reprises par l'albite et la pumpellyite.

- coupe de Karoo (voir figure 60).

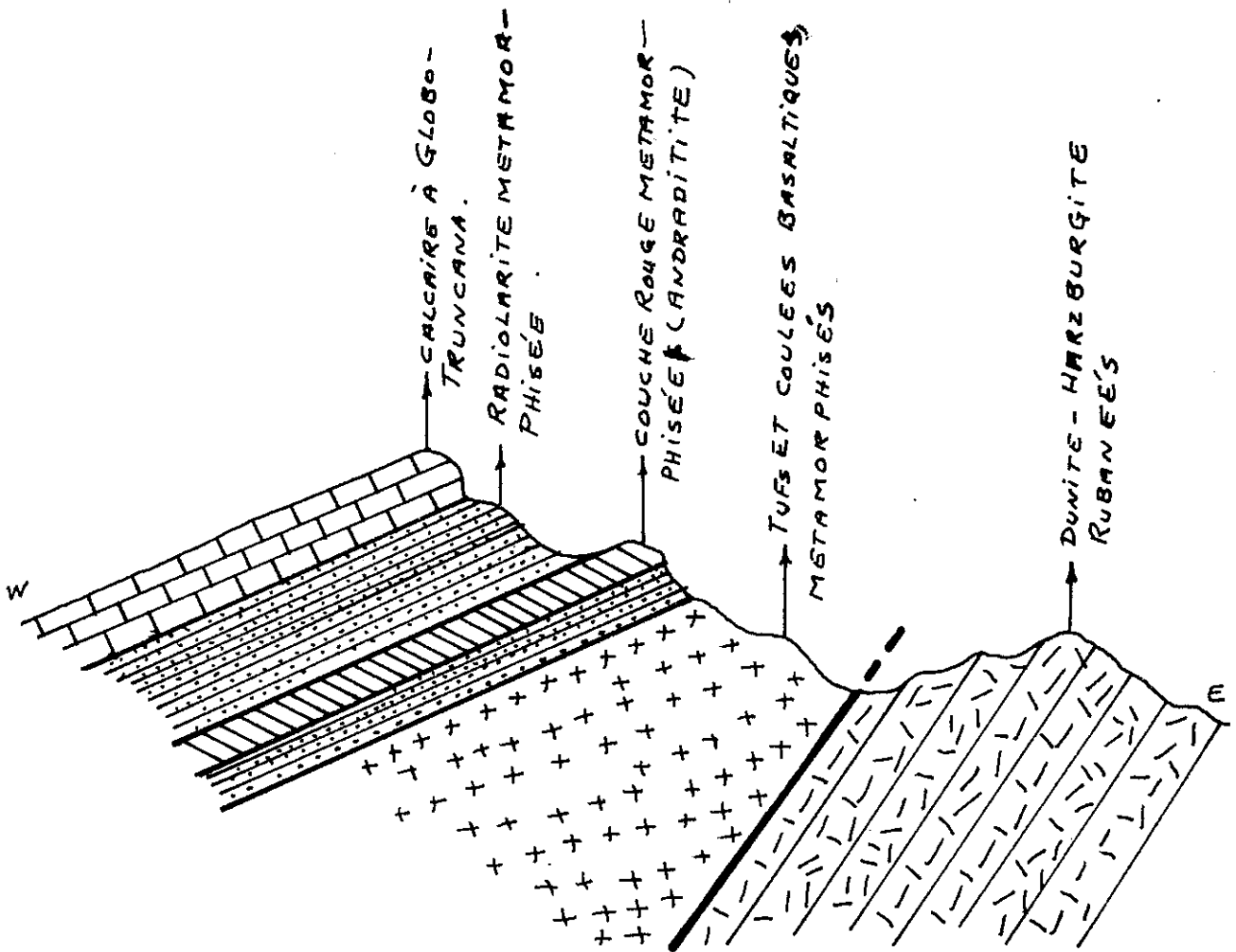


Figure 60 - Coupe schématique de Karoo.

Cette coupe située à 5 km au Nord du village de Karoo montre des roches volcaniques (surtout des tufs), des radiolarites, des argilites rouges et des calcaires à Globotruncana. Les transformations métamorphiques sont extrêmement poussées dans ces faciès qui sont cependant très reconnaissables et identiques à ceux bien connus du Crétacé supérieur. Les argilites rouges sont totalement transformées en grenatites (andradites) et parcourues par des filonnets à pectolite. Les radiolarites donnent des quartzites à hématite traversés par des filons à quartz + lawsonite + ægyrine. Quant aux tufs ils sont fortement pumpellyitisés et pénétrés par des filonnets à glaucophane. La fin de la coupe se situe sur la faille de Kuh Shah qui sépare la zone du "coloured melange" de celle de Sargaz-Abshur.

b-3) - Eocène

Le seul endroit où affleure l'Eocène se trouve à 5 km au Nord de Mortejetu. Là le Tertiaire repose en conformité sur le Crétacé supérieur ; il est représenté par un calcaire micritique qui a livré la microfaune suivante :

- Nummulites sp.
- Discocyclina
- Acsilina

c) - Volcano-pluton du Siah-Kuh

La suite de matériaux présentés ci-dessus du Crétacé supérieur - Eocène et appartenant à la zone du "coloured melange" de Siah-Kuh, est traversée par un massif intrusif à caractères de volcano-pluton. Le contact du massif intrusif avec le Crétacé est brutal et des effets thermiques sont visibles bien qu'ils ne dépassent pas un mètre. Parfois cependant les recristallisations des calcaires à Globotruncana se prolongent sur une dizaine de mètres (voir fig. 61).

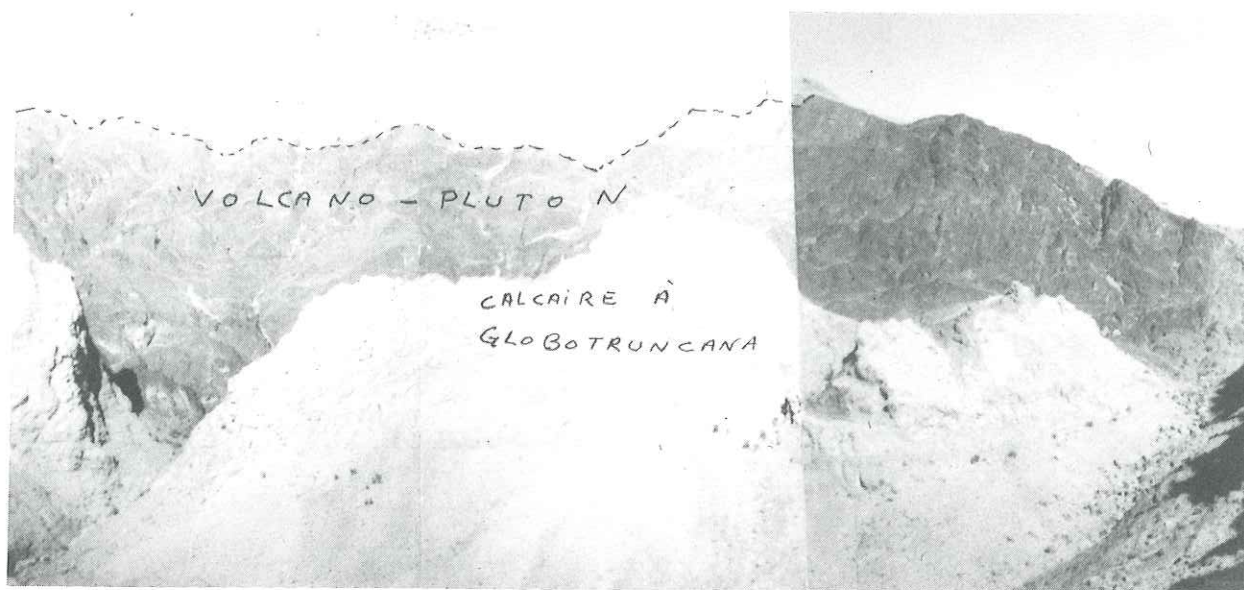


Figure 61 - Contact du volcano-pluton de Siah-Kuh avec les calcaires à Globotruncana du Kuh-e-Shomilan -

Le massif intrusif lui-même est composé de deux parties :

* des roches volcaniques et plutoniques de type andésitique et dacitique. Elles forment la majeure partie du massif ;

* une intrusion porphyrique granodioritique, qui recoupe les précédents en petits dykes ou masses un peu plus importantes. Cette intrusion ultime est très fortement altérée en kaolinite, séricite et alunite, et parcourue par de nombreux filons hydrothermaux à chalcopryrite et pyrite.

L'âge de ces intrusions n'est pas encore très clair. Il est sûr qu'il est postérieur au Crétacé supérieur et probable qu'il est post-éocène puisqu'il n'existe aucune discordance entre le Crétacé et l'Eocène et que le conglomérat qui se situe à la base de celui-ci ne contient aucun galet des roches de l'intrusion malgré leur proximité. Par ailleurs l'intrusion est certainement antérieure au Pliocène, car les conglomérats néogènes contiennent des galets des matériaux du volcano-pluton. Il est donc probable que la mise en place a eu lieu au cours de l'Oligo-Miocène. D'ailleurs il est connu que les porphyres cuprifères de la région de Kerman auxquels on peut comparer l'intrusion du Siah-Kuh, sont liés à des venues oligocènes de porphyres granodioritiques.

Il est important de souligner que les recristallisations sous haute pression de fluides ont touché toutes les roches de cette intrusion. Il s'y développe en effet l'association à pumpellyite + lawsonite + ægyrine + albite (voir SAE-16).

Par contre aucun indice d'une intrusion comparable n'a été retrouvé dans la zone à "coloured melange" de Sheikhal Kalitu.

A-3 - Les blocs exotiques - Leur origine et la constitution du "mélange"

Dans toutes les zones du "coloured melange" en Iran se rencontrent des blocs ou masses de tailles variées et de constitution souvent très diverses, qui ne peuvent être à l'origine directement liés aux faciès sédimentaires ou métamorphiques formant le "fond", la "matrice", de la zone. Ce sont ces masses que nous dénommerons "blocs exotiques", car ils proviennent d'un domaine extérieur à celui du "coloured melange".

Il existe aussi des blocs qui lors de la constitution du "mélange" qui caractérise la zone ont été isolés à partir de ses matériaux de base, métamorphiques ou non. Ces éléments arrachés par fractures ou cisaillements, de leur gisement originel et maintenant sans relation directe avec leur position stratigraphique primitive, ne seront pas considérés comme blocs exotiques. Ainsi les masses de calcaires à Globotruncana, plus ou moins déformées et isolées dans des matériaux différents du "coloured melange", appartiennent toujours à la matrice de base de zone et ne sont donc pas envisagées ici. Seuls ceux qu'il est possible de déterminer comme étrangers aux faciès normaux et primitifs du "coloured melange", sont regroupés ici.

Ces blocs exotiques ont différentes origines. Ce sont les suivantes, toutes étant du domaine Sargaz-Abshur malgré les lithologies variées :

- + les faciès de la série jurassique de la zone de Sargaz-Abshur,
- + les roches du complexe métamorphique de Sargaz-Abshur,
- + les ultrabasites et basites.

Ces différents blocs n'ont pas une répartition quelconque. Ils sont très rares dans la zone du "coloured melange" de Siah-Kuh et dans une bonne partie de Sheikhali-Kalitu. Par contre l'examen de la carte géologique permet de voir que les blocs exotiques sont présents principalement dans les secteurs où les complexes de Sargaz-Abshur se trouvent à l'intérieur de la zone du "coloured melange" comme des horsts. Ces horsts sont limités par de grandes failles subverticales contre les matériaux originels de la zone. Seuls les endroits où se trouvent ces horsts sont très riches en blocs exotiques. Il est à souligner que la série nettement métamorphique que nous venons de décrire ainsi que la série qui la surmonte ne contiennent aucune trace de blocs exotiques synsédimentaires. En effet ces blocs dont l'existence est directement liée à la proximité géographique des horsts, n'apparaissent qu'à l'état d'éléments introduits tectoniquement et tardivement dans la partie supérieure des séries du "coloured melange".

On peut donc conclure que :

- * l'introduction des blocs dans les zones du "coloured melange" ne débute pas avec la sédimentation mais au contraire est un phénomène qui a lieu après la consolidation des matériaux ;
- * c'est un processus superficiel ;
- * il est dû à la présence de horsts des complexes de Sargaz-Abshur au milieu des zones à "coloured melange" ;
- * c'est un phénomène tectonique post-sédimentaire.

Ce dernier point est confirmé par d'autres arguments. Il n'existe en effet nulle part dans la zone du "coloured melange" de déformations synsédimentaires de type "slumping", "contorted stratification" ou "disturbed bedding" (KUENEN, 1953 ; Mc BRIDE, 1962). Au contraire la déformation en pseudo-conglomérats des greywackes dans les shales, indique qu'elle est postérieure à la lithification *. Ainsi, en suivant HSÜ (1968) on a surtout affaire à un mélange tectonique, non à un olistostrome.

Les blocs exotiques du "coloured melange" ont certainement été introduits dès le début des déformations qui ont affecté la zone. Leur source majeure était la zone de Sargaz-Abshur soulevée localement en horsts. Ainsi doit-on se représenter le bassin de sédimentation avant sa fermeture par serrage comme une zone où des horsts de roches métamorphiques avoisinaient des fosses ou se déposaient sur un fond de roches basiques et / ou ultrabasiques, des matériaux volcano-sédimentaires depuis le Trias jusqu'à l'Eocène.

A la fin de cette période de sédimentation, avec le début de la fermeture du bassin, les horsts alimentent en blocs les fosses adjacentes et le tout est soumis à une déformation générale par le serrage dans lequel sont impliqués les horsts, les blocs et le matériel déposé.

Mais il existe un autre mécanisme de formation des blocs exotiques. Dans le Kuh-e-Bagh-e-Chenar par exemple, une masse de marbres d'Abshur repose en klippe sur les schistes à glaucophane. Cette klippe s'est mise en place à la faveur d'un chevauchement en nappe, le long de la faille de Kuh-e-Shah, des matériaux du complexe de Sargaz-Abshur sur le "coloured melange". Par l'action de la gravité et du serrage cette nappe est redéformée avec tout son matériel nouvellement encaissant et donne naissance à l'aspect de mélange habituel. Ce processus se rencontre fréquemment dans toutes les unités qui bordent la faille de Kuh-e-Shah.

* Toutefois on ne peut nier totalement tout effet de tectonique synsédimentaire : la zone du "coloured melange" est une zone mobile depuis la sédimentation jusqu'à la constitution des "mélanges".

Dans ce phénomène les serpentinites jouent un rôle de séparation entre les différentes écailles, jalonnent les plans de glissement et les facilitent. Les serpentinites concourent ainsi à la constitution des "mélanges". Mais ces roches constituent aussi elles-mêmes des blocs qui sont très abondants. Dans ces cas elles perdent leur structure magmatique, sont fortement cisailées, morcelées et désintégrées en morceaux isolés sans aucune relation régulière. Il est probable que les seuls blocs qui ont été introduits à l'origine dans les sédiments du "coloured melange" étaient ceux de serpentinites. En effet on retrouve fréquemment celles-ci sous des faciès hautement métamorphisés à talc et actinote, sans aucune relation génétique avec les roches encaissantes. Cela peut être interprété par le fait que les ultrabasites constituaient les soubassements et les parois des fosses où se déposaient les matériaux originels du "coloured melange", et qu'elles ont été les premières à se mêler par écroulements gravitaires aux roches du remplissage des fosses.

Au total on doit considérer que la constitution des "mélanges" est un phénomène tectonique postérieur à la consolidation de l'essentiel des matériaux et non synsédimentaire. Aussi le terme d'olistostrome est-il à proscrire pour un tel processus. Soulignons que c'est à la même conclusion que parvient RICOU (1969) pour les "coloured melange" de la région de Neiriz.

A-4 - Conclusion sur les grands ensembles

Il est possible de reconstituer une suite idéale complète des constituants de la zone du "coloured melange". Cette suite montre schématiquement la superposition des différents faciès, elle ne prétend pas être totalement exacte, mais rassemble en des séquences logiques (bien que sans épaisseurs chiffrées) tous les matériaux en présence, sauf les blocs exotiques qui sont évidemment étrangers.

De bas en haut, on a :

- le complexe ultrabasique et basique rubané, équivalent de celui de Sargaz-Abshur ;
- un grand complexe de roches métamorphiques qui dérivent de dépôts détritiques (greywackes, grès, shales, conglomérats) ou autres (radiolarites, cherts divers, argilites rouges, calcaires). Dans ces sédiments se sont épanchées, sous l'eau, des coulées basaltiques (coulées de laves en coursins ou non, diabases, tufs). Ce sont ces laves qui actuellement se rencontrent sous forme d'amphibolites à grenat, éclogites, ovardites ou prasinites diverses où les pillows sont encore visibles. Sédimentation et volcanisme concomitant se sont déroulés en de nombreuses alternances durant tout l'intervalle compris entre le Trias et l'Eocène.

Ces deux grands ensembles constitutifs du "coloured melange" sont schématisés dans le "log" de la figure 62. Les blocs exotiques n'y sont introduits qu'après consolidation, au cours de phases tectoniques postérieures à l'Eocène. La répartition des blocs y est rigoureusement contrôlée par la présence de horsts de matériaux de la zone de Sargaz-Abshur, au sein des bassins des "coloured melange".

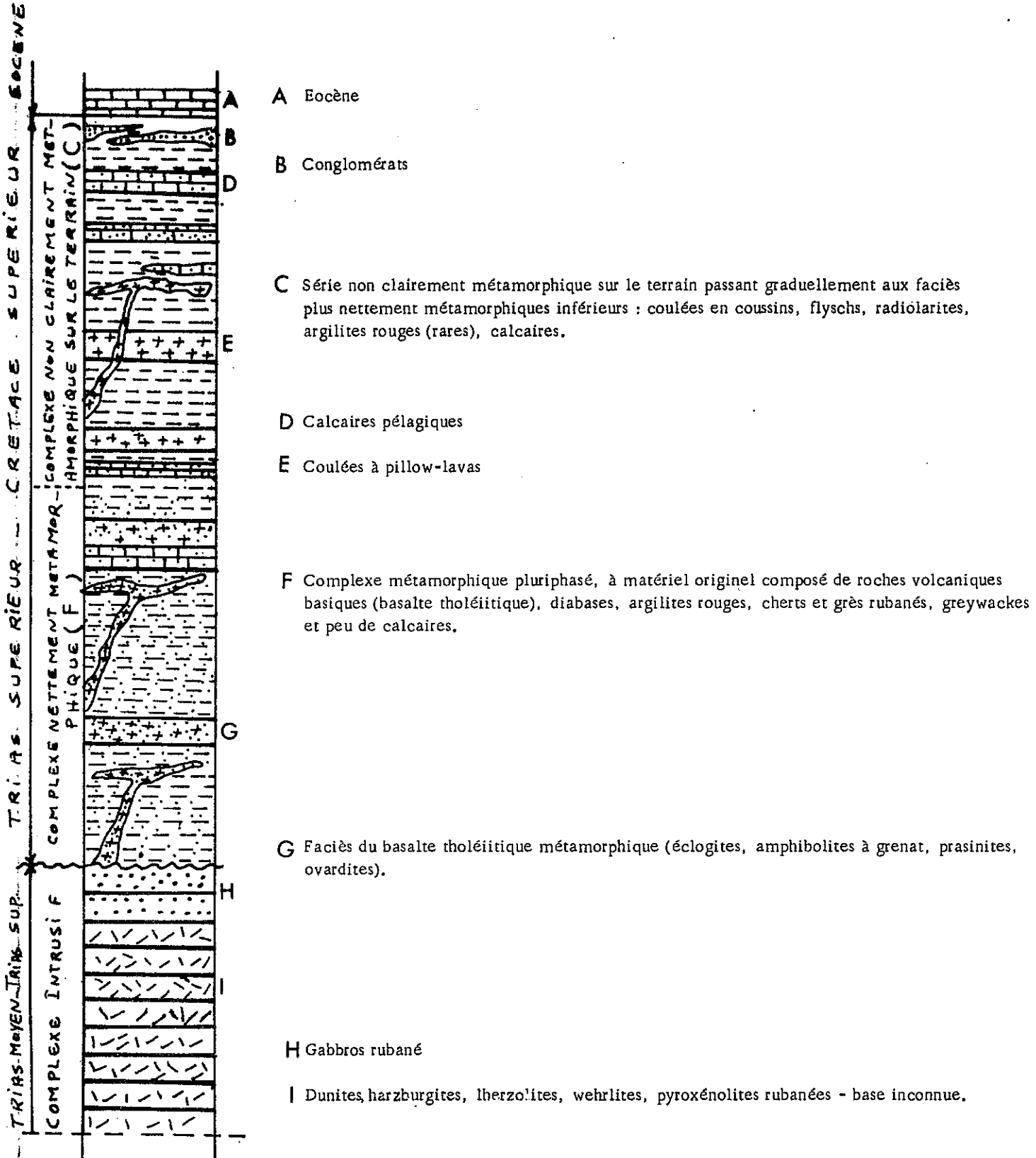


Figure 62 - Suite ophiolitifère schématique, reconstituée de la zone du "coloured melange"
 Le signe "~~~~" indique une discontinuité qui n'est pas nécessairement une discordance.

PLANCHE 12

Figure 1 - Niveau conglomératique dans les faciès nettement métamorphiques à 2 km au Sud de Kuh-e-Shah. Les galets sont des marbres provenant du complexe d'Abshur -

Figure 2 - Aspect rythmique du flysch de la zone du "coloured melange" -

Figure 3 - Même séquence que la figure 2. Les matériaux plus compétents (greywackes) sont boudinés, morcelés et noyés dans une matrice plus plastique (shale) -

Figure 4 - Aspect du flysch conglomératique présentant un granoclassement -

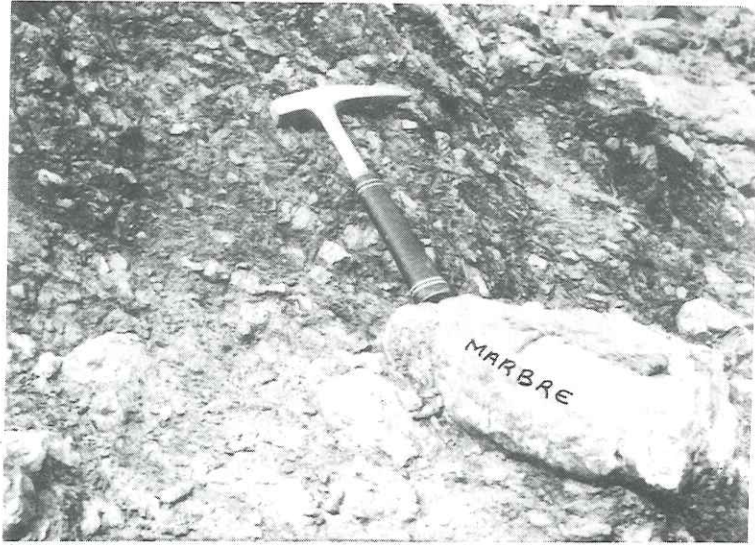


Figure 1

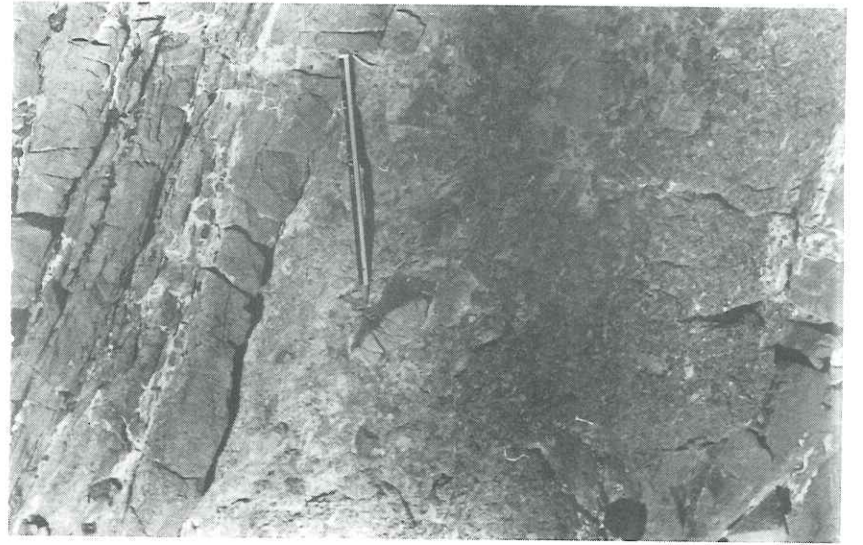


Figure 4



Figure 2



Figure 3

B. - Déformations et métamorphismes

Toute la suite de matériaux appartenant au "coloured melange" est affectée par diverses phases de métamorphisme et de déformation. Nous nous proposons ici de définir rapidement ces différentes phases et d'établir leur chronologie par l'examen des différentes géométries structurales (axes de plis et linéations, schistosités, fissures) qui les accompagnent ou non. Dans ce premier temps seules les évidences de terrain seront prises en considération. Ces arguments seront confrontés plus loin aux données pétrographiques afin d'interpréter l'évolution pétrogénétique du "coloured melange".

B-1) - Le métamorphisme initial : phase "m"

La reconnaissance des différentes phases a été basée, comme on l'a vu en première partie (chapitre traitant des méthodes mises en œuvre) sur la détermination préalable de la plus ancienne déformation. Ce "calage" de base permet ensuite de trouver les éléments antérieurs qui ont été affectés par cette déformation et donc de définir les événements plus anciens ou, de même, ceux qui sont postérieurs.

Cette démarche permet ici de reconnaître un épisode de déformation (que nous dénommerons phase $m_2 - d_2$: voir ci-dessous) très général dans la région, avec un style et un âge bien déterminés. Ces structures sont reprises par des événements plus récents mais recouvrent aussi des traces plus anciennes. En particulier le plissement affecte des matériaux où il est possible de reconstituer une succession stratigraphique (voir ci-dessus la reconstitution de la suite idéale des matériaux du "coloured melange") qui étaient en outre déjà recristallisés avant le plissement. Cette recristallisation précédant la déformation essentielle doit donc s'être développée dans des conditions statiques.

Ce premier caractère des transformations antérieures à $m_2 - d_2$ est en effet souligné par la conservation parfaite de caractères primitifs comme le litage stratigraphique, le granoclassement, la rythmicité des dépôts, etc. ou, dans les séquences volcaniques, le débit en coussins des coulées, la texture vésiculaire, etc.. Cela malgré les recristallisations apparues en l'absence ou presque de mouvements relatifs entre les différents constituants.

De même, et pour préciser les conditions apparentes de cette phase initiale, le métamorphisme est alors plus ou moins isochimique. En effet les roches siliceuses, actuellement constituées par des alternances de lits riches en grenat, glaucophane, stilpnomélane et de niveaux essentiellement quartzeux, reflètent cette conservation du caractère chimique originel où alternaient sans doute les horizons siliceux ou riches en argiles et produits ferrugineux. Enfin on peut constater que les minéraux qui naissent alors (amphiboles par exemple) se répartissent sans aucune orientation dans les lits stratifiés originels.

Ce sont ces événements qui ont donné aux roches de toute la région leur aspect métamorphique essentiel. Il ne s'agit pas ici d'interpréter les causes et évolutions de ces recristallisations statiques du métamorphisme initial, mais il est utile de souligner dès maintenant que cette phase débute dès la diagenèse des dépôts et a une action continue tout au long de la période allant du Trias supérieur au Crétacé supérieur. Sa culmination la situe dans le faciès amphibolite à épidote à une époque finale, Crétacé supérieur.

Aucune trace de cet événement n'a été décelée dans l'Eocène. Nous verrons que l'étude pétrographique appuie fortement ces caractères et confirme ces définitions préliminaires de la phase "m".

B-2) - Phase $m_1 - d_1$

Après la culmination de la phase "M" et les dépôts de l'Eocène toute la région, et spécialement la zone du "coloured melange", est soumise à d'importantes déformations. Elles mènent aux plissements dits $m_2 - d_2$ (voir ci-dessous) mais à leur début une courte période d'intense fissuration affecte les métamorphites. Les fissures alors apparues recourent les cristallisations juste antérieures et sont plissées par les événements $m_2 - d_2$. C'est cette courte période, marquant le début de l'événement essentiel de déformation, que nous appelons $m_1 - d_1$. Soulignons qu'elle s'enchaîne naturellement à la vraie phase de déformation avec plissement et que les deux phases distinguées pour la facilité de l'exposé marquent en réalité la progression d'un même phénomène. Cependant, avec le caractère cassant de ce début des déformations, l'originalité de la phase $m_1 - d_1$ est aussi marquée par des recristallisations d'un type particulier.

Dans les fissures apparaissent en effet des minéraux que nous verrons être caractéristiques d'un métamorphisme sous forte pression des fluides (on peut même admettre que la fissuration elle-même est due à cette forte pression initiale : cf. fracturation hydraulique) et assez basse température. Ce sont en particulier les remplissages fissuraux tels que l'aragonite, la lawsonite, le glaucophane, etc.

Ainsi $m_1 - d_1$ sera caractérisée par la grande activité des fluides, leur migration, avec les éléments qu'ils dissolvent dans les métamorphites encaissantes (Si, Na, Ca...), vers les fissures en cours de création, et le dépôt dans celles-ci de nouveaux minéraux caractéristiques de ces conditions de pression élevées.

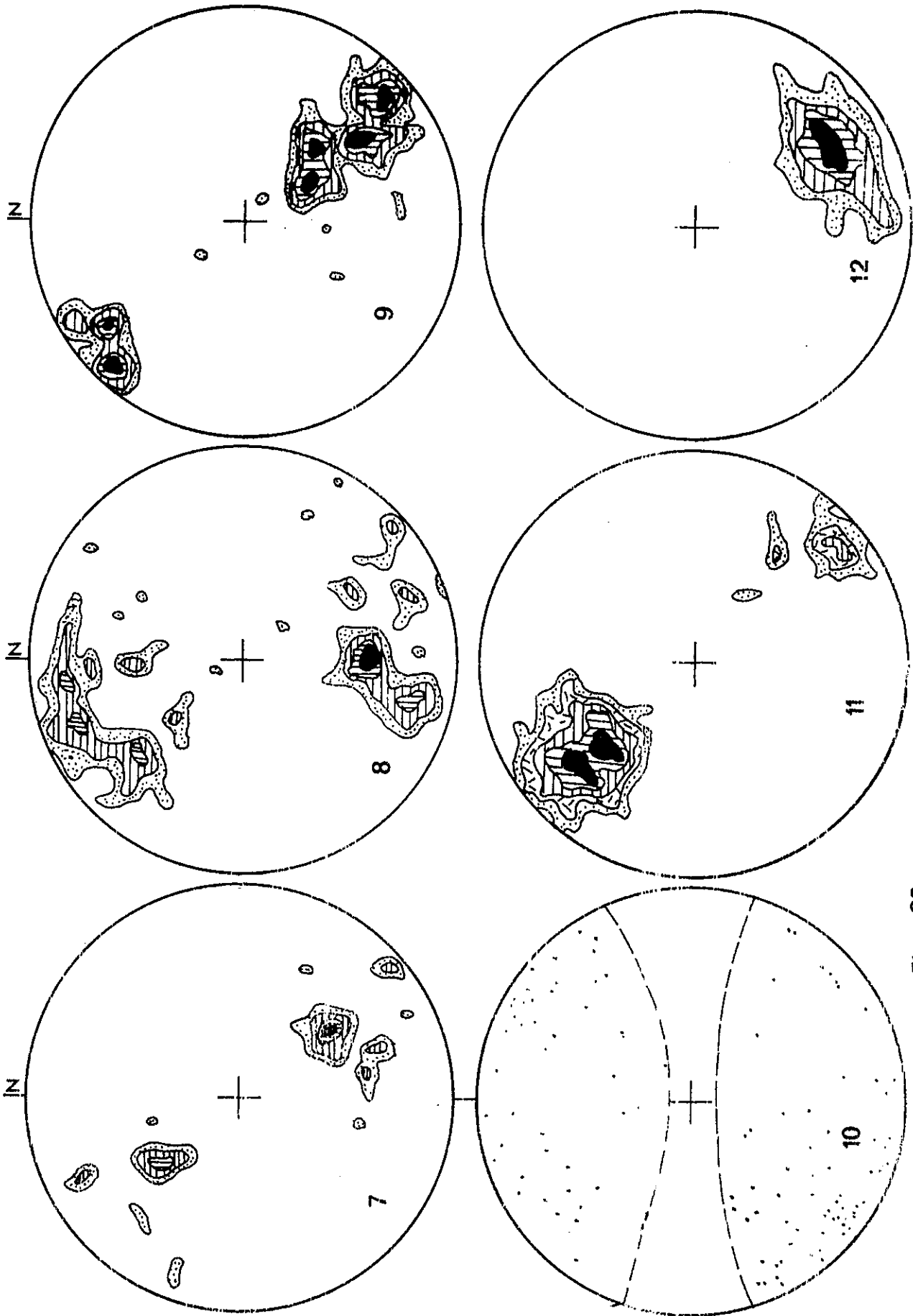


Fig. 63

Figure 63 - Diagrammes des tectonites alpines (l_2).

Coupe 7 : 42 l_2 avec les densités suivantes :
2 - 3 - 6.9 - 9.2 - 11.5 %

Coupe 8 : 117 l_2 avec les densités suivantes :
0.85 - 1.7 - 3.4 - 5.1 %

Coupe 9 : 69 l_2 avec les densités suivantes :
1.4 - 2.8 - 5.6 - 8.4 %

Coupe 10 : 126 l_2 (sans densité apparente)

Coupe 11 : 132 l_2 avec les densités suivantes :
0.75 - 3.75 - 7.5 - 11.25 - 15 %

Coupe 12 : 69 l_2 avec les densités suivantes :
1.4 - 7 - 14 - 21 %

Référence : SABZEHI et BERBERIAN (1972)

Localisation des coupes : voir la carte géologique figure 3.

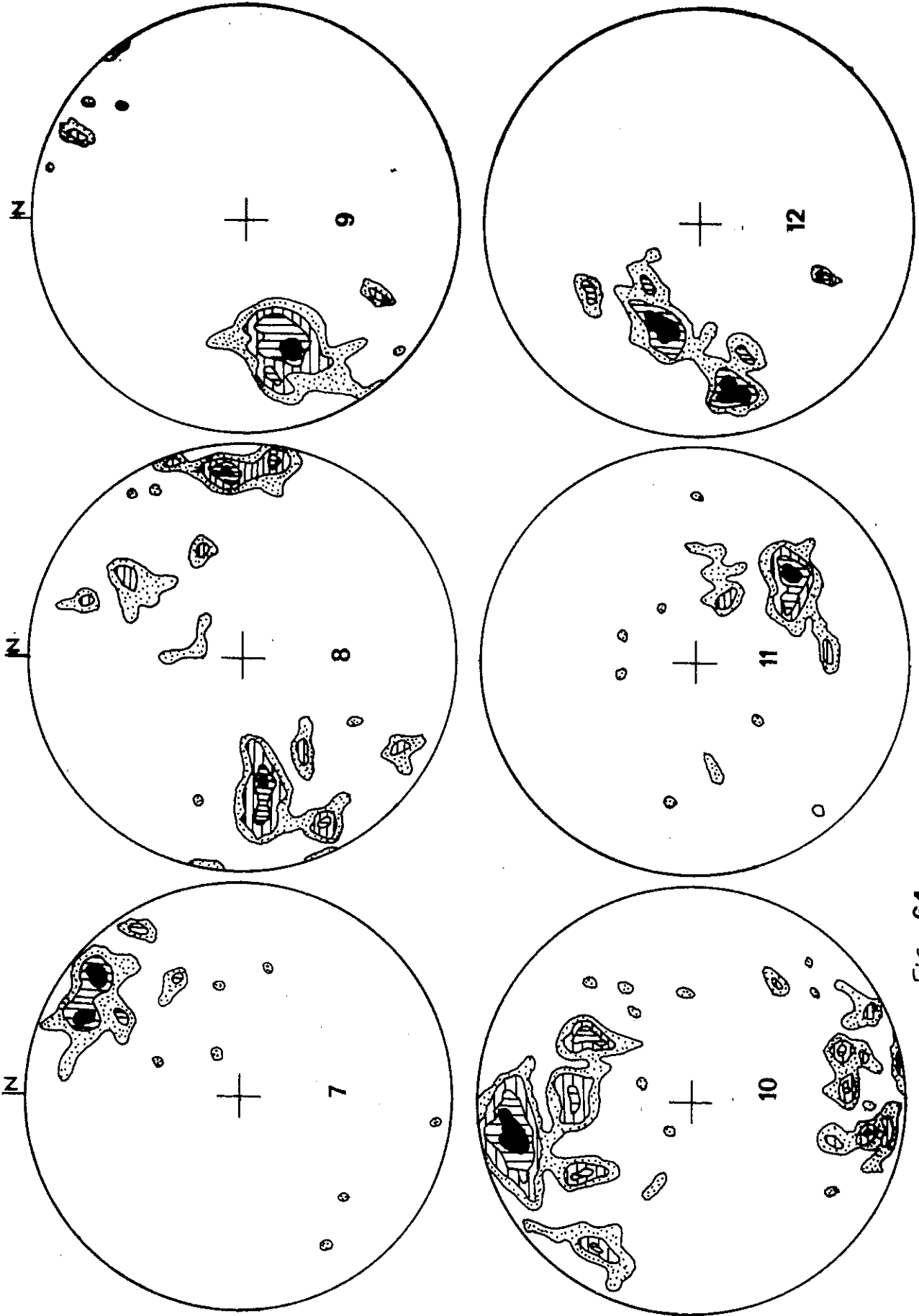


Fig. 64

Figure 64 - Diagrammes des tectonites alpines (s_2)

Coupe 7 : 39 s_2 , avec les densités suivantes :
2.5 - 5 - 7.5 %

Coupe 8 : 29 s_2 , avec les densités suivantes :
2.04 - 4.08 - 6.12 - 8.16 %

Coupe 9 : 36 s_2 , avec les densités suivantes :
2.7 - 5.4 - 10.8 - 16.2 %

Coupe 10 : 98 s_2 , avec les densités suivantes :
1.02 - 2.04 - 3.06 - 5.1 %

Coupe 11 : 36 s_2 , avec les densités suivantes :
2.7 - 5.4 - 8.1 - 16.9 %

Coupe 12 : 31 s_2 , avec les densités suivantes :
3.2 - 6.4 - 12.8 - 19.2 %

Référence : SABZEHI et BERBERIAN (1972)

Localisation des coupes : voir la carte géologique (fig. 3) -

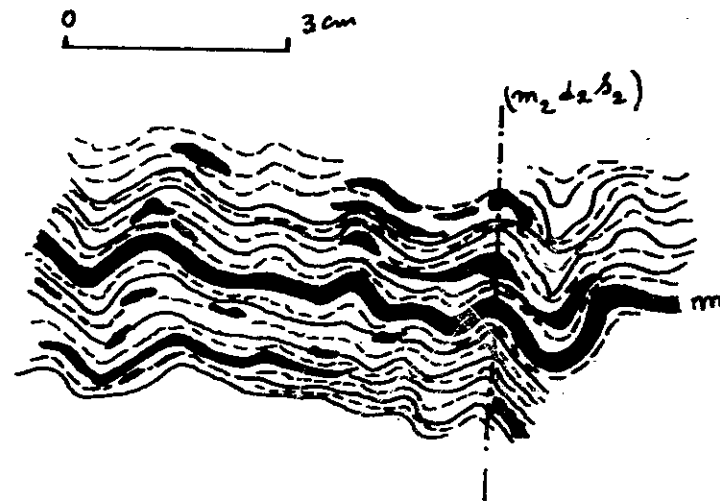
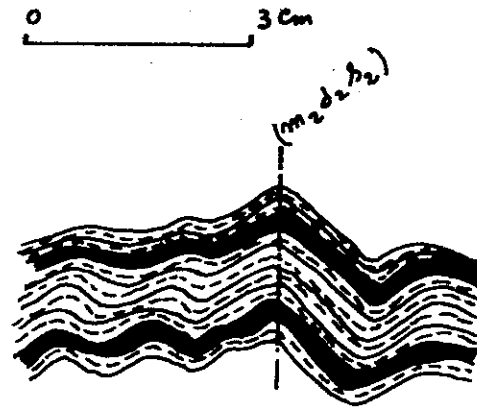
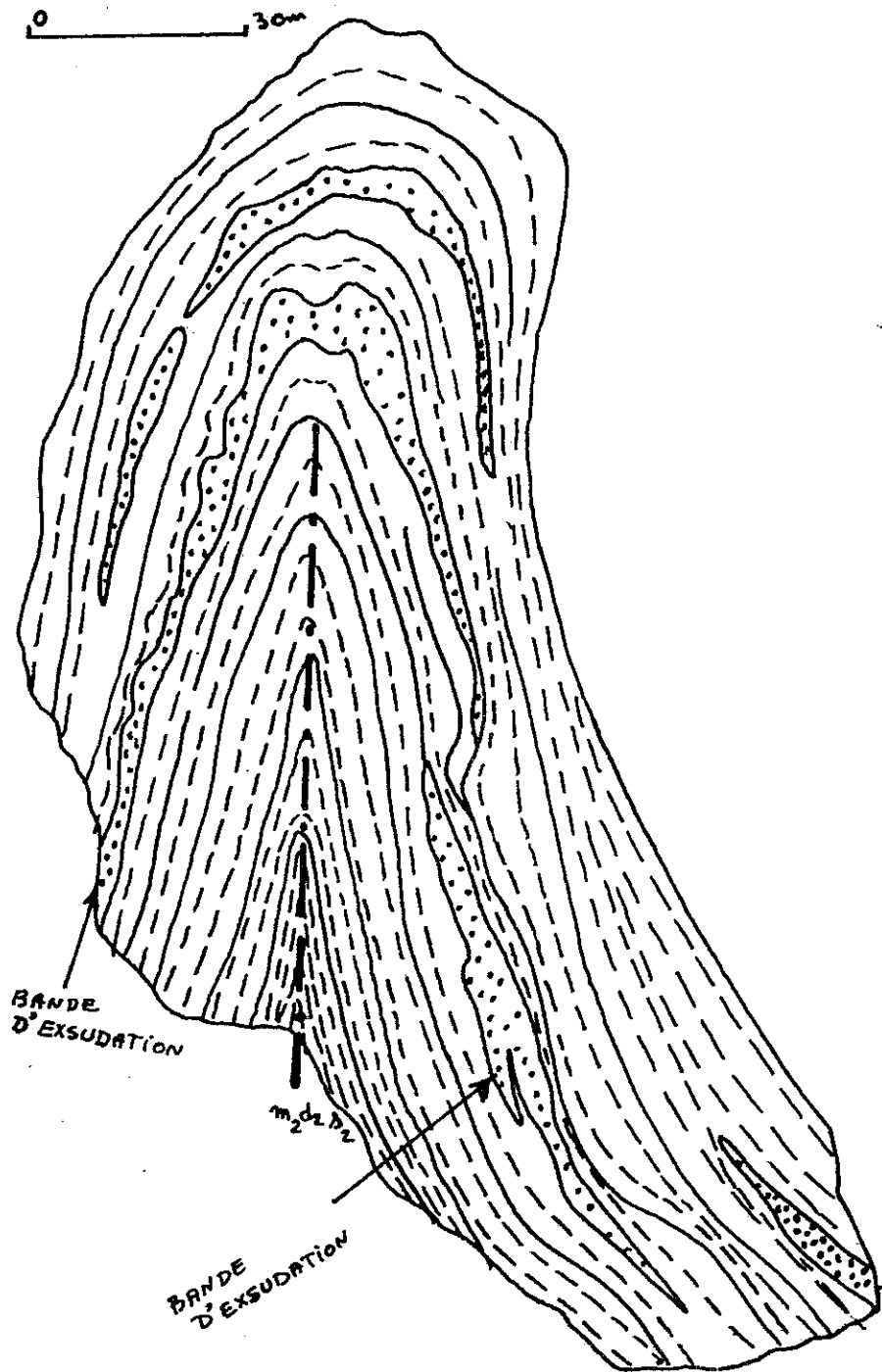


FIG: 65 - STYLE DE DEFORMATION DE LA PHASE $(m_2 d_2 s_2)$
DE LA ZONE DU "COLOURED MELANGE".

→ BANDE D'EXSUDATION À ALBITE ET QUARTZ

L'époque de ces phénomènes est sûrement postérieure au Crétacé supérieur, mais aussi à l'Eocène et même à l'intrusion du volcano-pluton de Siah-Kuh puisque ses produits sont également traversés par les multiples filonnets caractéristiques de cette phase. Elle est antérieure au Pliocène puisque dans les conglomérats de la base de cet étage on rencontre des galets de roches métamorphiques à glaucophane, etc. Nous situons l'âge de la phase $m_1 d_1$ entre l'Oligocène et le Pliocène.

B-3) - Phase $m_2 d_2$

Comme nous venons de le voir la déformation cassante se poursuit par un plissement qui affecte les métamorphites de la phase statique comme les filonnets et fissures du début des déformations. C'est la phase repère de la région, bien marquée par ses plis et parfois une schistosité.

Les plissements de cette phase $m_2 d_2$ sont de type isoclinal, très rarement couché. Les plis possèdent une schistosité de plan axial et une linéation b régionale allant de N 140° E à N 180° E. La direction axiale dominante est N 145° E (voir fig. 63 et 64).

La schistosité n'est pas toujours très nette dans les structures de cette phase. Le plus souvent il s'agit d'un mauvais clivage de plan axial, mais parfois, lorsqu'il y a des plis couchés, le feuilletage est beaucoup plus accusé. C'est le cas en particulier dans les roches ultrabasiqes du Kuh-e-Ashin où la schistosité est bien développée et porte une très nette linéation b. Dans tous les cas ou presque, on a affaire à un style très uniforme où les plis isoclinaux déforment les cristallisations nées dans m et m_1 et sont dessinées par la stratification originelle peu perturbée par les deux phases antérieures (voir fig. 65).

La déformation par étirement, en boudins rompus ou non, est également très courante lors de cette phase m_2 . C'est elle en particulier qui est responsable de la dissociation en pseudobrèche ou conglomérat, des bancs de grey-wackes dans les shales (voir plus haut b-1).

Au cours de ces déformations se développe également un métamorphisme. Il atteint le faciès des Schistes verts. Une série de minéraux bien séparés chronologiquement cristallisent alors. Nous détaillerons plus loin leur naissance aux dépens des déstabilisations des cristaux des phases m et m_1 .

L'âge de cette phase, qui est donc postérieure à celui de m_1 , est sûrement antérieur au Pliocène. Il est probablement Oligo-Miocène.

B-4) - La phase $m_3 d_3 l_3 s_3$

Les déformations de cette phase sont représentées par une série de "Kink bands" et de plis reprenant les structures plus anciennes. (voir fig. 66)

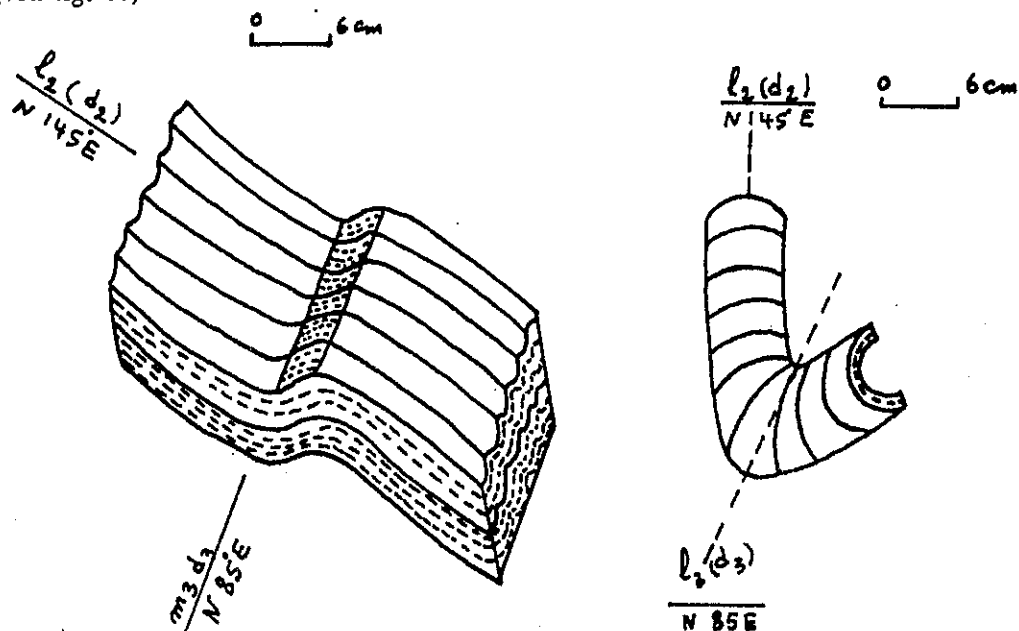


Figure 66 - Style de déformation de la phase m_3, d_3, l_3, s_3

Les axes et linéations de "d₂ l₂" sont tordus et une nouvelle linéation de direction à peu près E-W apparaît. Parfois un clivage axial peut également se présenter. Les orientations des éléments structuraux de cette phase sont représentées sur le diagramme de la figure 67*.

Le métamorphisme lié à cette phase est très faible et le seul minéral qui puisse lui être rapporté semble être la chlorite, car elle recoupe et déstabilise les biotites de la phase m₂.

Cette phase m₃, d₃ est très certainement contemporaine des plissements du Zagros. On lui attribue un âge plio-pléistocène (voir note infrapaginale). Elle est en tous cas postérieure aux écroulements des blocs exotiques qui sont remplissés dans cette phase.

B-5) - La phase "d₄"

Avec la cessation progressive des conditions permettant le métamorphisme, déjà sensible lors de la phase 3, les déformations ne s'arrêtent pas. Celles-ci continuent actuellement, mais il ne s'agit que de manifestations purement mécaniques. Elles se traduisent par des écaillages et le développement des chevauchements qui affectent l'Éocène du Zagros (région septentrionale de Kalitu : voir carte géologique). Il est probable que les séismes actuels prolongent cette phase.

Remarque

Les symboles donnés aux différentes phases, qu'elles appartiennent au domaine de Sargaz-Abshur ou à celui du "coloured mélange", ont des significations comparables bien qu'il s'agisse de noter les phénomènes chronologiquement différents. C'est pourquoi on a utilisé les minuscules (m, d, l, s) pour la zone du "coloured mélange" et des majuscules (M, D, L, S) pour celle de Sargaz-Abshur, avec des indices pour les successions. Dans chaque cas la lettre m (ou M) désigne un métamorphisme, contemporain de déformations (d ou D) entraînant la création de schistosité (s ou S) et de linéation (l ou L).

Mais dans certains cas le métamorphisme n'est pas accompagné de déformations (m ou M seules), ou au contraire il s'agit de phases uniquement mécaniques (d ou D seules, indiquant les seules déformations, alors sans linéation ni schistosité puisqu'aucune cristallogénèse ne les accompagne),

Dans les deux zones on a la succession identique des phases suivantes :

- métamorphisme statique : m ou M,
- métamorphisme de haute pression, contemporain de déformations peu importantes : m₁, d₁, (l₁, s₁) ou M₁, D₁ (L₁, S₁).
- métamorphisme de faciès Schistes verts, accompagné de déformations importantes : m₂, d₂, l₂, s₂ ou M₂, D₂, L₂, S₂,
- plissement intense avec peu de recristallisations : m₃, d₃, l₃, s₃ ou M₃, D₃, L₃, S₃,
- déformations ultimes : d₄ ou D₄...

La notation différente signifie que ces phases ne sont pas contemporaines dans les deux zones. Il est cependant probable que les correspondances suivantes existent :

$$\begin{aligned} m_1, d_1 &= D_1, M_4 \\ m_2, d_2, l_2, s_2 &= D_5 \end{aligned}$$

Mais par ailleurs il est impossible de paralléliser les phases définies dans l'une ou l'autre zone et en particulier les phases m₃ et d₄ du "coloured mélange" paraissent ne correspondre à rien de distinct dans la zone de Sargaz-Abshur.

* - La direction des plis du Zagros, au-delà de la zone du "coloured mélange", à Kalitu, est E-W. C'est la direction des plis de la phase m₃, d₃ définie dans le "coloured mélange". Le chevauchement du "Main thrust" et le style des plis à schistosité de plan axial (voir fig. 4, planche 13) sont également compatibles avec les éléments de cette phase m₃, d₃ du "coloured mélange", ce qui permet d'apporter un argument important en faveur de l'âge pliocène de cet événement. C'est en effet à cette époque qu'est attribué le plissement du Zagros.

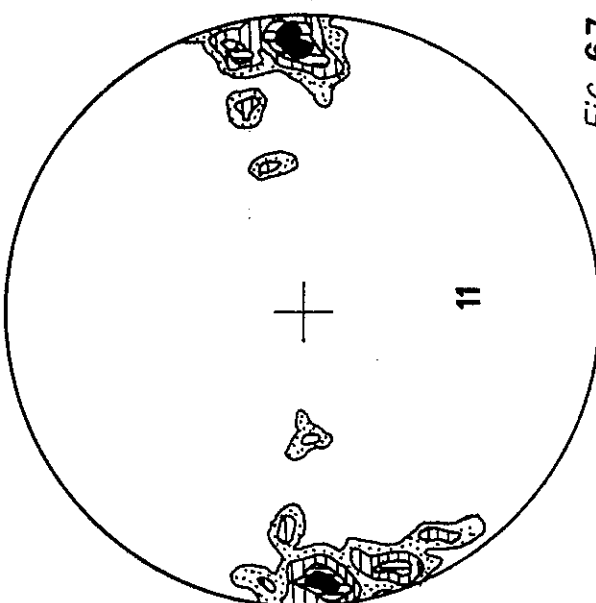
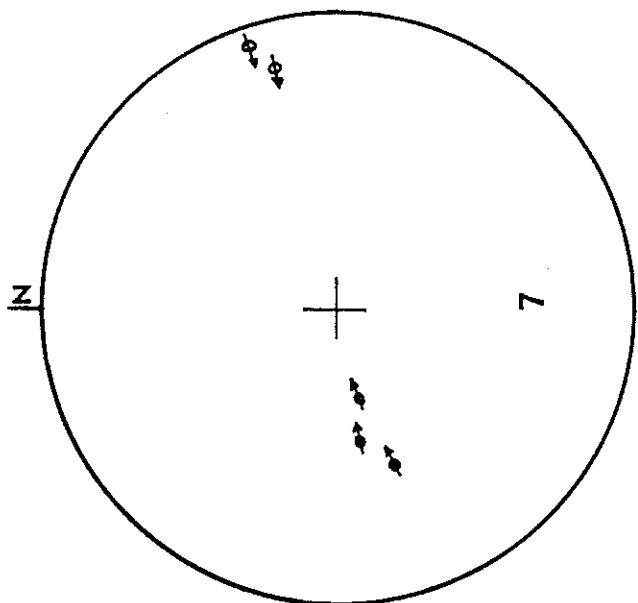
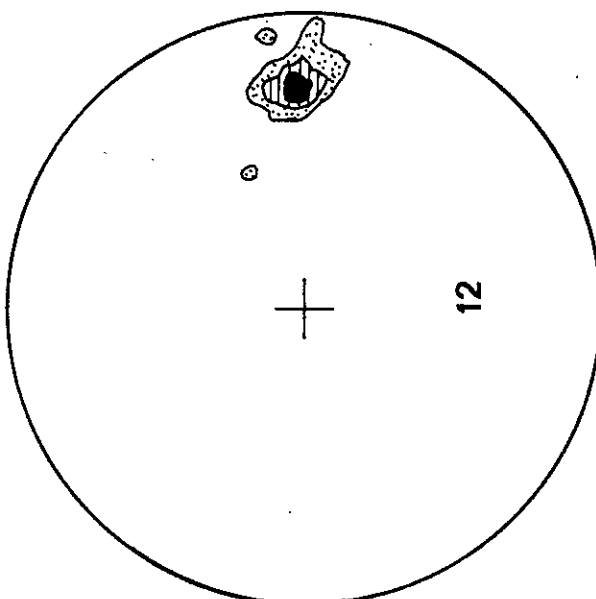
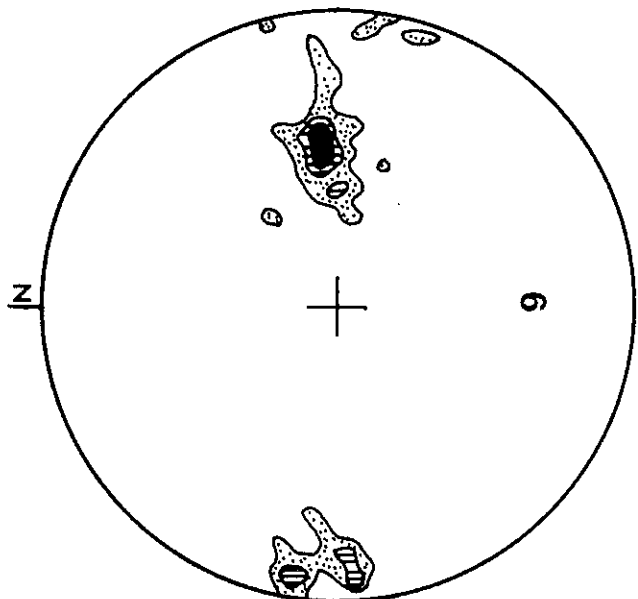
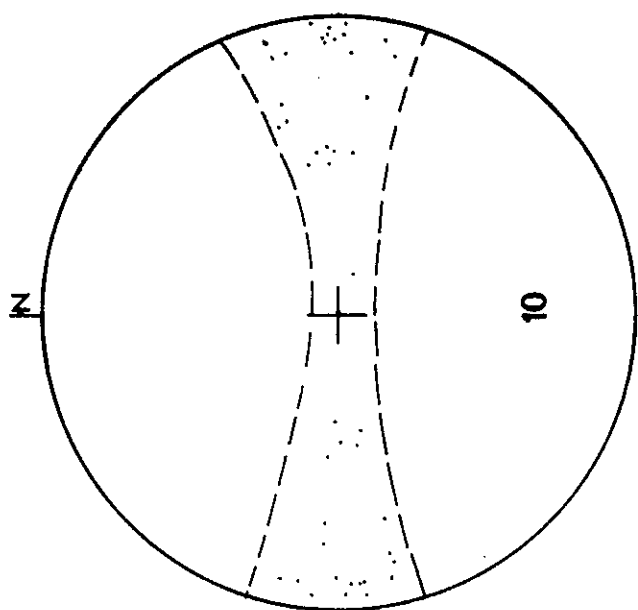


FIG-67

Figure 67 - Diagrammes des tectonites alpines (1₃)

Coupe 7 : 5 1₃

Coupe 9 : 37 1₃ avec les densités suivantes :
2.7 - 8.1 - 13.5 %

Coupe 10 : 47 1₃ sans densité apparente

Coupe 11 : 67 1₃ avec les densités suivantes :
1.6 - 3.2 - 8 - 11.2 %

Coupe 2 : 19 1₃ avec les densités suivantes :
5.2 - 20.8 - 6 %

Référence ; SABZEHI et BERBERIAN (1972)

Localisation des coupes : voir la carte géologique (fig. 3) -

Planche 13 - Style de déformation alpine dans la zone du "coloured melange"

- Figure 1 - Style des plis de la phase (m_2, d_2) reprenant la stratification originelle. Photo d'un "métachert rubané". La roche statiquement métamorphisée a été plissée dans la phase m_2, d_2 .
- Figure 2 - Schistosité (s_2) développée dans le massif dunitique de Kuh-e-Ashin -
- Figure 3 - Style des plis de la phase m_2, d_2 dans le faciès nettement métamorphique de la zone du "coloured melange". Ici la phase m_2, d_2 reprend également les matériaux déjà statiquement métamorphisés pendant la phase "m".
- Figure 4 - Style des plis E-W de la phase (m_3, d_3) et la schistosité axiale dans l'Eocène de la zone du Zagros -



Figure 1



Figure 2

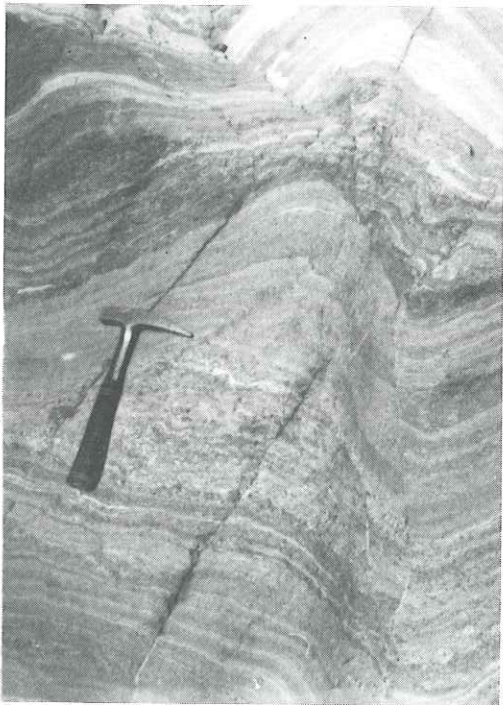


Figure 3

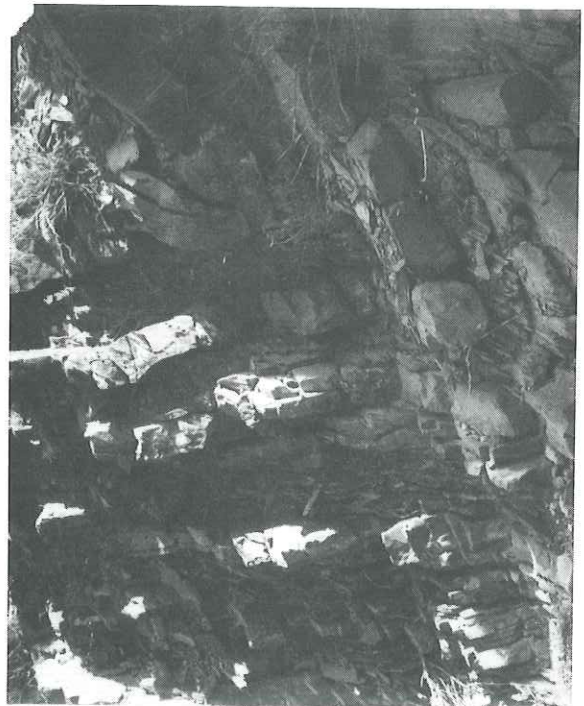


Figure 4

II-3-3 - Pétrographie des différents faciès du "coloured mélange"

Les grandes lignes des matériaux constitutifs de la zone du "coloured mélange" ont été présentées ci-dessus. Il s'agit maintenant de détailler les arguments qui ont permis d'établir le cadre général des successions de recristallisation et de déformation et qui permettront de proposer un modèle de l'évolution pétrogénétique de la zone.

A. - Minéralogie

Sont présentés ici tous les minéraux présents dans tous les différents faciès de la zone du "coloured mélange", que ce soit des minéraux des matériaux métamorphiques issus de recristallisation ou ceux qui sont enreliques dans les roches d'origine magmatique. De même on envisagera aussi les minéraux détritiques des faciès sédimentaires.

1. - Olivine

L'olivine est très rare dans les faciès du "coloured mélange" autres que les ultrabasites. On se reportera à l'étude de ces massifs pour leur minéralogie.

Ailleurs l'olivine se présente en cristaux automorphes dans les spilites du Crétacé supérieur, ou en petits "cumulats". Leurs bordures sont souvent résorbées par le fond microcristallin. Ils contiennent des cristaux automorphes de picotite (voir fig. 1 et 2, planche 14). Dans la majorité des cas l'olivine est transformée en chlorite + serpentine + magrétite + calcite.

Ce type d'olivine se rencontre très souvent dans les faciès variolitiques des spilites, dans les enveloppes externes des coussins de laves. L'existence de ce type de "cumulats" d'olivine à inclusions de spinelle a été signalé par plusieurs auteurs (J. BABKIN et al., 1965, 1966) qui démontrent qu'il s'agit de la cristallisation précoce de roches tholéitiques à olivine.

En raison de leur sévère altération il n'a pas été possible de préciser davantage la composition de ces olivines. Notons enfin que certaines olivines des ultrabasites du "coloured mélange" sont transformées en humites.

2. - Titanoclinohumite

Un seul gisement de ce minéral a été rencontré dans les ultrabasites métamorphisées. Il est en très faible quantité (ESF. 77).

Il se caractérise par son pléochroïsme fort :

X : jaune d'or très foncé,

Y : jaune doré orange,

Z : jaune doré pâle $2 V_Z = 60^\circ \pm 2$.

Il est maclé polysynthétiquement et avec la macle simple (001).

Le clivage est presque absent mais les plans de partage assez fréquents.

Il est zoné.

Un essai de séparation a été tenté. Mais il est en très faible quantité et associé à des minéraux de densité proche (actinote), ce qui fait qu'il a été impossible de le concentrer suffisamment pour un essai de détermination aux rayons X. Cependant grâce au pléochroïsme, aux macles et à la paragenèse où ce minéral se rencontre, il est possible d'assurer qu'il s'agit bien de titanoclinohumite (voir fig. 3, planche 14).

Dans l'échantillon ESF-77 son origine n'est pas claire. Il est probable que ce minéral dérive d'une augite titanifère (voir plus loin), mais le plus souvent il provient d'une transformation de l'olivine. BEARTH (1967) signale la titanoclinohumite dans la série ophiolitique de la zone de Zermatt-Saas Fee en Suisse.

3. - Humite s.l.

Nous avons vu que dans les complexes ultrabasiques rubanés de la zone de Sargaz-Abshur les olivines des dunites sont parfois transformées en humites, probablement en norbergite. Les mêmes dunites présentes dans le "coloured mélange" ont des olivines transformées en humites diverses, et plus probablement en clinohumites. Cela est bien développé dans le massif de Kuh-e-Ashin (échantillon type ESF-54).

Les cristaux de forstérite sont remplacés par des taches pléochroïques à forte dispersion.

La trop faible quantité de ce minéral n'a pas permis d'obtenir de plus grandes précisions. Mais sa détermination est fondée sur les caractères suivants : pléochroïsme du groupe des humites ; produit de transformation des olivines ; forte dispersion (DEER et al., 1963).

4. - Zircon

Ce minéral est un accessoire soit détritique, soit en inclusions dans d'autres minéraux comme la biotite.

5. - Sphène

Le sphène se rencontre très souvent comme produit de transformation du rutile ou de l'ilménite.

6. - Grenat

Nous renverrons à l'étude des différentes roches. En effet la composition des grenats varie beaucoup et est significative de plusieurs types de paragenèses où cette composition est importante. Soulignons simplement ici que différents types ont pu être distingués :

almandin riche en spessartine, grossulaire, andradite, hydrogrenat, etc.

7. - Vésuvianite

C'est un minéral qui se rencontre dans les rodingites associées aux serpentinites, en lentilles monominérales. L'identité de la vésuvianite a été vérifiée par une étude aux rayons X.

Dans les filons la vésuvianite se trouve en cristaux, en semi-rosettes ou en éventail, très souvent déstabilisés par des filonnets calcitiques qui entraînent sa transformation en calcite. La vésuvianite a ici une très faible biréfringence et une très forte dispersion.

8. - Chloritoïde

C'est un minéral très rare dans la zone du "coloured mélange". Un seul gisement a été rencontré (éch. ESF-70). Sa couleur est vert pâle, son pléochroïsme très faible. Il a des teintes de polarisation anormales dues à une forte dispersion et possède des macles polysynthétiques. Le chloritoïde est transformé en mica blanc et chlorite.

9. - Epidote, clinozoïsite, zoïsite

Epidote et clinozoïsite apparaissent dans différentes phases et en plusieurs générations. Les deux minéraux existent en association zonée.

La zoïsite est très répandue dans les roches métamorphiques du Kuh-e-Ashin. Elle constitue souvent des nodules et petites poches monominérales dans les faciès graphitiques. Ce sont alors des cristaux en rosettes altérés en muscovite et formant des amas à caractère pegmatitique.

Un tri et une purification de ce minéral ont permis de préciser ses caractéristiques. Le diagramme de diffraction X donne les résultats rassemblés dans le tableau 21.

D'après SEKI (1959) il s'agit donc d'une zoïsite β . Ce type de minéral, présent aussi dans les métamorphites carbonatées, est parfois douteux. Dans chaque cas on a vérifié sa présence et ses caractères par un examen diffractométrique.

10. - Lawsonite

Elle est assez rare dans les roches métamorphiques. Le plus souvent on la rencontre dans les faciès d'origine basaltique où elle remplace le plagioclase. Sa présence a été vérifiée chaque fois par un tri et une étude diffractométrique aux rayons X. Dans les anciennes radiolarites du Crétacé supérieur on la rencontre assez rarement.

Tableau 21 - Données diffractométriques de la zofsite (rayonnement Cu K α)

d (h k l) Å	I / I ₀	d (h k l) Å	I / I ₀
8.17	30	2.06	23
5.03	27	2.03	33
4.67	5	1.94	10
4.06	44	1.90	5
3.77	13	1.88	10
3.69	16	1.85	11
3.61	15	1.61	20
3.16	12	1.60	15
3.09	22	Provenance : Kuh-e-Ashin, à 2 km au NW du village d'Ashin. Gisement : amas monominéral dans les schistes graphiteux -	
2.87	36		
2.77	45		
2.72	30		
2.69	100		
2.63	15		
2.53	12		
2.48	5		
2.40	14		
2.33	12		
2.23	8		
2.10	12		

Dans ses gisements les plus fréquents la lawsonite se présente en amas de cristaux en éventail, remplaçant le plagioclase et en conservant la forme initiale. Elle se rencontre aussi dans les filonnets qui recoupent ces roches. Une étude optique sur ces minéraux est presque impossible. Seul l'allongement négatif est une indication, non suffisante, de son existence. Aussi l'examen aux rayons X était-il indispensable pour la prouver. Les résultats sont consignés dans le tableau 22.

Tableau 22 - Données diffractométriques de la lawsonite (rayonnement Cu K α)

d (h k l)	I / I ₀	d (h k l)	I / I ₀	d (h k l)	I / I ₀
6.55	68	2.43	71	1.88	6
4.87	39	2.39	42	1.86	3
4.55	23	2.30	13	1.75	23
4.17	29	2.28	23	1.72	26
3.90	6	2.25	58	1.69	23
3.64	58	2.18	42	1.67	6
3.24	52	2.12	61	1.66	16
2.72	97	2.08	19	1.63	48
2.67	42	2.02	9	1.55	65
2.62	100	1.98	26	Provenance : 2 km au Sud de Siah-Kuh Gisement : spillite métamorphisée du Crétacé supérieur -	
2.57	61	1.96	23		

11. - Pumpellyite

Ce minéral est très répandu dans la zone du "coloured melange", presque toujours dans des filons.

Ce sont des minéraux optiquement très variables et il est presque impossible de les caractériser de façon sûre

Aussi sa présence a été assurée par plus de 10 tris et purifications, suivis d'un examen aux rayons X. Ce sont des cristaux vert à brun verdâtre ou incolores, maclés polysynthétiquement, presque toujours en gerbes ou en rosettes. Il s'agit aussi d'un produit de remplacement de minéraux préexistants : feldspaths surtout, omphacite ou biotite et olivine.

Il est de façon constante associé à l'albite, aux pyroxènes sodiques, à l'aragonite et aux amphiboles sodiques.

Etant donné qu'il s'agit du minéral le plus douteux qui soit dans la série des minéraux présents dans le "coloured melange", les vérifications qu'on a pu effectuer à son propos sont nombreuses. Le tableau 23 rassemble les données diffractométriques qui ont permis de le déterminer.

Tableau 23 - Données diffractométriques de la pumpellyite

d (hkl)	I/Io	d (hkl)	I/Io	d (hkl)	I/Io
6.86	15	2.89	13	2.08	8
4.79	11	2.73	37	2.06	9
4.63	40	2.62	22	1.99	7
4.35	18	2.50	35	1.91	4
4.17	9	2.44	37	1.86	6
3.99	9	2.32	20	1.68	7
3.77	42	2.28	8	1.66	7
3.43	11	2.20	18	1.63	6
3.09	9	2.19	16	1.59	18
2.96	35	2.15	11	1.57	11
2.89	100	2.10	11	1.55	11

Provenance : Kuh-e-Molevar
Gisement : roche filonienne recoupant l'éclogite -

12. - Pyroxènes

* orthopyroxènes

Ce sont des minéraux très rares et quand ils sont présents il s'agit toujours de cristaux intratelluriques des filons diabasiques.

* clinopyroxènes

Ils sont beaucoup plus fréquents et très variés :

12-1. - diopside

Ce pyroxène est présent en relique magmatique dans les roches diabasiques ou basaltiques. Dans les rodingites il y en a deux générations : les reliques magmatiques et celui qui se forme dans la rodingitisation.

Le diopside de première génération a les caractères optiques suivants :

$$2 V_Z = 50^\circ ; \quad Z \wedge C = 38^\circ \mp 2$$

Celui de deuxième génération forme des fins agrégats en association avec le grossulaire et la chlorite magnésienne. Il est souvent en gerbes très fines et pour cela il est impossible de mesurer précisément ses caractères optiques.

Le diopside magmatique se transforme au cours de la phase "m" en diopside + chlorite magnésienne. Cela signifie que le pyroxène de première génération était plus magnésien que le second.

12-2. - Augite subcalcique

Ce type de pyroxène est fréquent dans les roches volcaniques et diabases. Ses caractéristiques sont les suivantes :

$$2 V_Z = 34^\circ \quad Z \wedge C = 42^\circ$$

12-3. - Pyroxènes sodiques*

Ils sont de deux types :

- a) pyroxène riche en acmite,
- b) omphacite.

a) - Celui-ci est très répandu et se trouve en association stable avec l'albite, le glaucophane, la pumpellyite l'aragonite et la lawsonite.

C'est un minéral qui remplace souvent les plagioclases primitifs des basaltes. Il n'a pas été possible d'en mesurer les caractères optiques complets, mais un tri et une purification à 98 % ont pu être effectués sur une roche où il était en association avec l'albite. Il se présente toujours en gerbes et rosettes (voir fig. 4, planche 14) altérées en calcite et chlorite .

Dans certaines roches il remplace, en très fins amas, les plagioclases originels. Aussi sa détermination n'est-elle pas possible dans ces cas. Pour le déterminer des diagrammes de rayons X sur roche totale ont été nécessaires. Grâce au tri effectué sur une assez grande quantité de ce clinopyroxène une analyse chimique a pu être effectuée. Ses résultats sont donnés dans le tableau 24, ainsi que la formule structurale du minéral à laquelle ils mènent.

Tableau 24 - Analyse chimique du pyroxène sodique riche en acmite (aegyrine)

(44)

Oxydes		Formules structurales basées sur 6 (0)	
Si O ₂	51.65	Si = 1.9608	} 2
Al ₂ O ₃	5.35	Al ^{IV} = 0.0392	
Fe ₂ O ₃	22.75	Al ^{VI} = 0.1978	
Fe O	1.45	Ti = 0.0091	} 0.9913
Ti O ₂	0.35	Fe ⁺³ = 0.6474	
Mn O	0.25	Fe ⁺² = 0.0456	
Mg O	1.55	Mn = 0.0078	
Ca O	4.20	Mg = 0.0866	
Na ₂ O	11.60		} 1.0280
K ₂ O	0.10	Ca = 0.1710	
P ₂ O ₅	0.15	Na = 0.8526	
H ₂ O ⁺	0.80	K = 0.0044	
H ₂ O ⁻	0.05		
Total	100.25		

Ces données permettent aussi de calculer une norme pour ce pyroxène. Selon la méthode de HESS (1949), et sans tenir compte de Ti et K, les résultats sont les suivants :

acmite .	Na Fe ³⁺ Si ₂ O ₆	65,2 %
jadéite :	Na Al Si ₂ O ₆	20,8 %
diopside :	Ca Mg Si ₂ O ₆	8,7 %
hédénbergite :	Ca Fe ²⁺ Si ₂ O ₆	5,3 %

* Nous avons utilisé dans la discussion pétrologique le terme de pyroxène sodique lorsque la détermination n'a pas été précisée.

Les molécules de TSCHERMAK sont incluses dans le diopside. D'après ESSENE et FYFE (1967), cela correspond à un pyroxène de type aëgyrine.

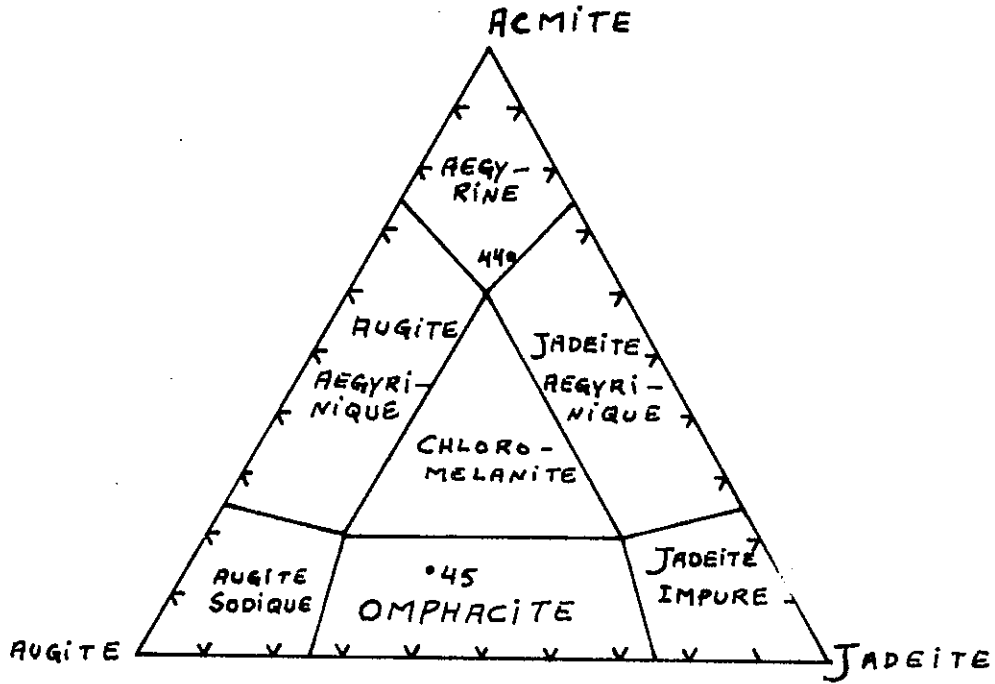


Figure 68 - Position des pyroxènes sodiques du "coloured melange" dans le diagramme d'ESSENE et FYFE (1967) -

Aux fins de vérification on a pu effectuer sur le même matériel un diagramme de diffraction X dont les résultats sont consignés dans le tableau 25.

Tableau 25 - Données diffractométriques X du pyroxène sodique riche en acmite (aëgyrine) rayonnement Cu K α

d (h k l)	I / I ₀	d (h k l)	I / I ₀
6.32	54	1.98	5
4.59	7	1.92	5
4.39	35	1.87	3
3.18	15	1.80	7
2.974	78	1.79	5
2.89	100	1.72	10
2.52	30	1.62	7
2.46	27	1.60	10
2.19	12	1.58	10
2.11	20	1.52	10
2.08	12	1.49	8
2.01	12	1.46	5

Ces chiffres confirment les résultats chimiques. En effet, selon ESSENCE et FYFE (1967) les pyroxènes sodiques dont $d_{(221)} = 2,974$ ont un pourcentage de jadéite de 22 %. Le chiffre calculé plus haut (20,8 %) n'en est pas trop écarté.

b) - L'omphacite est beaucoup plus rare. On la trouve dans les faciès éclogitiques qui sont eux-mêmes peu fréquents dans cette zone. Le pyroxène s'y présente en cristaux assez grands, en faisceaux radiés. Il est généralement altéré en pumpellyite dont les cristaux atteignent 4 mm.

En raison de son association avec la clinzoïsite un tri et une purification étaient délicats car la densité et la susceptibilité magnétique de ces deux minéraux sont fort voisines. Ce n'est qu'après un tri manuel grain par grain sous la loupe qu'une analyse a pu être effectuée. Ses résultats sont consignés dans le tableau n° 26 ainsi que la formule structurale qu'ils permettent de calculer.

Tableau n° 26 - Analyse chimique de l'omphacite

(45)

Oxydes	Poids %	Formule structurale basée sur 6 (O)
Si O ₂	52.25	Si = 1.9314
Al ₂ O ₃	9.45	Al ^{IV} = 0.0686
Fe ₂ O ₃	4.10	Al ^{VI} = 0.3398
Fe O	4.10	Fe ⁺³ = 0.1110
Mn O	0.20	Fe ⁺² = 0.1265
Mg O	6.75	Mn = 0.0066
Ti O ₂	0.05	Mg = 0.3730
Ca O	15.70	Ti = 0.0011
Na ₂ O	6.05	Ca = 0.6216
K ₂ O	0.05	Na = 0.4350
P ₂ O ₅	0.20	K = 0.0020
H ₂ O ⁺	0.85	
H ₂ O ⁻	---	
Total	99.75	

} = 2
} = 0.958
} = 1.0588

Comme précédemment ces chiffres permettent aussi de calculer une norme pour ce pyroxène selon la méthode de HESS (1949). On a ainsi les pourcentages suivants :

acmite = 11,8 %
jadéite = 34,4 %
diopside = 39,5 %
hédénbergite = 14,1 %

Par ailleurs les données diffractométriques X obtenues sur ce même matériel, sont rassemblées dans le tableau n° 27. On a pu déterminer avec précision la raie $d_{(221)}$ qui est à 2,9630 Å.

Tableau n° 27 - Données diffractométriques X de l'omphacite (rayonnement Cu K α)

d _(hkl)	I / I ₀	d _(hkl)	I / I ₀
4.39	33	1.95	6
.30	10	1.93	6
3.17	49	1.86	3
2.96	100	1.80	12
2.88	93	1.72	24
2.53	36	1.66	9
2.52	42	1.62	15
2.47	42	1.60	27
2.25	12	1.59	18
2.24	12	1.52	16
2.11	39	1.50	16
2.08	12	1.46	12
2.01	30	1.39	30
1.98	6		

Les caractéristiques optiques de ce même minéral ont pu être obtenues également avec précision. Ce sont les suivantes :

$$\begin{aligned} N_x &= 1,678 \pm 0,002 \\ N_y &= 1,684 \pm 0,002 \\ N_z &= 1,696 \pm 0,002 \end{aligned} \quad \begin{aligned} 2V_Z &= 63^\circ \\ Z \wedge C &= 43^\circ \end{aligned}$$

Si l'on reporte $N_y = 1,684$ et $d_{(221)} = 2,9630 \text{ \AA}$ sur le diagramme de ESSENE et FYFE (1967), 1a figure 69, nous donne la composition suivante pour ce pyroxène sodique :

jadéite = 39 %
acmite = 17,7 %
augite = 43,3 %

La norme calculée à partir des données chimiques était de 34,4 % de jadéite. Il y a donc une petite distorsion qu'il est utile d'expliquer. Selon les données d'ESSENE et FYFE, quel que soit l'indice moyen n_y , pour une distance réticulaire $d_{(221)} = 2,9630 \text{ \AA}$ la teneur en jadéite du pyroxène est proche de 39 %. Or il semble bien qu'au cours du calcul de la norme chimique la teneur en Ca n'ait pu être équilibrée. Cela signifie que Ca est en excès après le calcul du diopside et de l'hédenbergite. Malgré le soin apporté dans le tri manuel et le broyage grain par grain, des impuretés de clinzoïsite et de pumpellyite ont été introduites. De ce fait la teneur en jadéite de ce pyroxène doit être plus élevée que 34,4 %, mais en tous cas inférieure ou égale à 39 %.

Au total le pyroxène étudié ici est de type omphacite, riche en augite (voir le diagramme de ESSENE et FYFE, fig. 68).

13. - Pectolite

Ce minéral a été signalé par plusieurs auteurs dans les faciès à glaucophane. COLEMAN (1961) le décrit dans le gisement de Clear Creek en Californie ; COGULU (1967) l'a rencontré dans le complexe métamorphique de la région de Mihaliççik, en Turquie.

En Iran c'est le premier gisement découvert. La pectolite se présente dans des filons en cristaux atteignant 5 cm, fibro-radiés (voir fig. 5, planche 14). Dans les schistes à muscovite ces cristaux sont en rosettes. Sous le microscope on constate que c'est un minéral presque toujours associé à la prehnite dont il est parfois difficile de la distinguer. L'aspect fibreux, l'existence de deux clivages perpendiculaires, les sections rectangulaires, l'absence de structure en "nœud de cravate" permettent cependant de distinguer la pectolite de la prehnite.

Nous avons pu réaliser une analyse chimique de la pectolite du gisement situé sur le versant méridional du massif de Kuh Shah. Les résultats sont donnés dans le tableau n° 28.

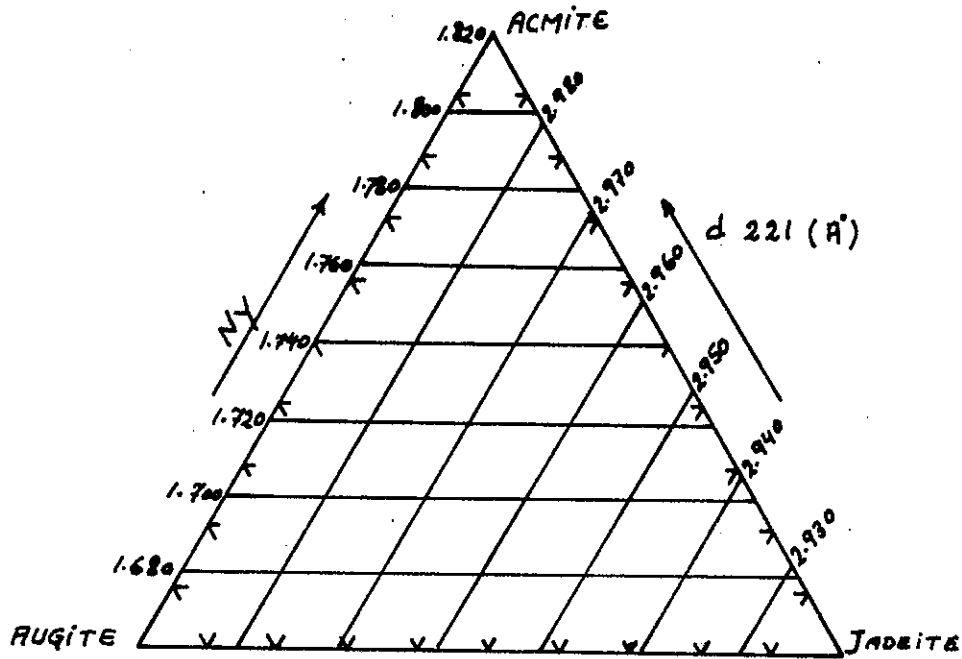


Figure 69 - Diagramme pour la détermination rapide des pyroxènes sodiques (d'après ESSENE et FYFE, 1967)

Tableau n° 28 - Analyse chimique de la pectolite du Kuh Shah

(46)

Oxydes	Poids %	Formule structurale basée sur 17 (O)
Si O ₂	51.29	Si = 5.6400 } Fe ⁺³ = 0.2646 } = 5.9046
Al ₂ O ₃	---	
Fe ₂ O ₃	0.34	Mg = 0.1518 } Ca = 3.9000 } = 4.0518
Fe O	---	
Ti O ₂	0.01	Na = 1.9932 } = 1.9932
Ca O	33.12	
Mg O	0.92	Na ₂ (Ca, Mg) ₄ (Si O ₃) ₆ (H) ₂
Na ₂ O	9.25	
K ₂ O	0.02	
SO ₃	0.08	
P. F.	4.62	
Total	99.65	

L'étude diffractométrique X a été également effectuée. Elle permet de montrer que, contrairement à ce qu'affirme COLEMAN (1961), elle se distingue très bien de la prehnite : la position et l'intensité des réflexions sont tout à fait différentes et il est impossible de confondre des diagrammes X de pectolite et de prehnite. Le tableau n° 29 présente les résultats de trois études diffractométriques de pectolite.

Tableau n° 29 - Données diffractométriques de pectolite de différentes origines

d _(hkl)	(1) I / I ₀	d _(hkl)	(2) I / I ₀	d _(hkl)	(3) I / I ₀
6.97	5	7.76	10	7.76	5
5.51	10	7.10	11	7.14	10
3.86	15	6.99	15	----	--
3.50	15	5.47	15	5.45	5
3.29	80	3.88	35	3.88	30
3.09	90	3.49	38	3.50	50
2.92	100	3.30	70	3.30	60
2.75	20	3.26	50	3.26	75
2.60	25	3.06	100	3.08	100
2.43	20	2.90	91	2.90	80
2.31	30	2.72	32	2.72	60
2.17	35	2.58	40	2.59	50
2.00	10	2.42	11	----	--
1.88	15	2.32	18	2.33	10
1.82	10	2.28	43	----	--
1.76	50	2.15	17	2.17	5
1.71	55	1.87	11	----	--
1.66	15	1.74	12	----	--
		1.71	22	----	--

1) pectolite analysée. $\lambda = 1,54$, filtre Ni ; 40 KV, 4 mA ; dia 76,44 mm. Intensités relatives estimées visuellement.

2) pectolite analysée. Radiation Cu K_{α} . Diffractométrie enregistrée.

3) pectolite de Clear Creek n° 2, in COLEMAN 1961, p. 224, Journal of petrology, vol. 2, p. 2.

Les caractères optiques de la pectolite de Kuh-e-Shah sont les suivants :

$$N_x = 1,598$$

$$2 V_Z = 58^\circ$$

$$N_z = 1,630$$

$$Z \wedge b = 0^\circ \text{ à } 2^\circ.$$

Ces caractères sont très voisins de ceux donnés par COLEMAN (voir ci-dessus les données X).

14. - Amphiboles

14-1. - Anthophyllite

C'est un minéral rare que l'on n'a rencontré que dans deux gisements, tous deux dans les ultrabasites.

a) anthophyllite des roches à talc et anthophyllite

Elle se trouve dans les ultrabasites métamorphosée à 2 km au Sud de Kuh Shah. Ce sont des cristaux prismatiques de 1 à 2 cm de large et en voie de transformation en talc. Cette transformation est suivie par des plissements et torsions tels qu'ils rendent impossible toute mesure optique. Les seuls caractères accessibles sont l'extinction droite, l'absence de pléochroïsme et les aspects des sections basales, qui permettent de déterminer les amphiboles orthorhombiques. Seule une étude aux rayons X a pu préciser qu'il s'agit bien d'une anthophyllite analogue à celle décrite par GREENWOOD (1963).

b) anthophyllite des roches quartzofeldspathiques

L'amphibole se présente alors dans des lentilles irrégulières des serpentinites. Ce sont des cristaux très fins, très souvent altérés en trémolite, et seul un diagramme X permet la détermination.

14-2. - Trémolite

C'est un minéral rare, rencontré en petits cristaux dans les roches carbonatées ou dans les amphibolites à grenats, les prasinites et les écloğites. Il arrive que les ultrabasites métamorphisées contiennent de petits nodules irréguliers de trémolite.

14-3. - Actinote

Cette amphibole est au contraire très répandue en plusieurs générations. Le produit du métamorphisme des ultrabasites est le plus généralement une roche à actinote et talc. Les caractères minéralogiques de l'actinote ne nous ont pas beaucoup arrêté, car il s'agit d'un minéral banal sans grande signification pétrologique. Cependant l'étude de ses relations avec les autres minéraux coexistants est instructive.

Ses caractères optiques varient : $2 V_Z$ va de 80° à 84° et $Z \wedge C$ est compris entre 12° et 17° .

14-4. - Hornblendes

La hornblende est un minéral essentiel de presque toutes les amphibolites à grenats, prasinites, micaschistes, marbres, etc. La première amphibole apparue est une hornblende qui ultérieurement se transforme en amphibole sodique puis actinote. Presque toujours il s'agit d'une hornblende qui possède les caractères suivants :

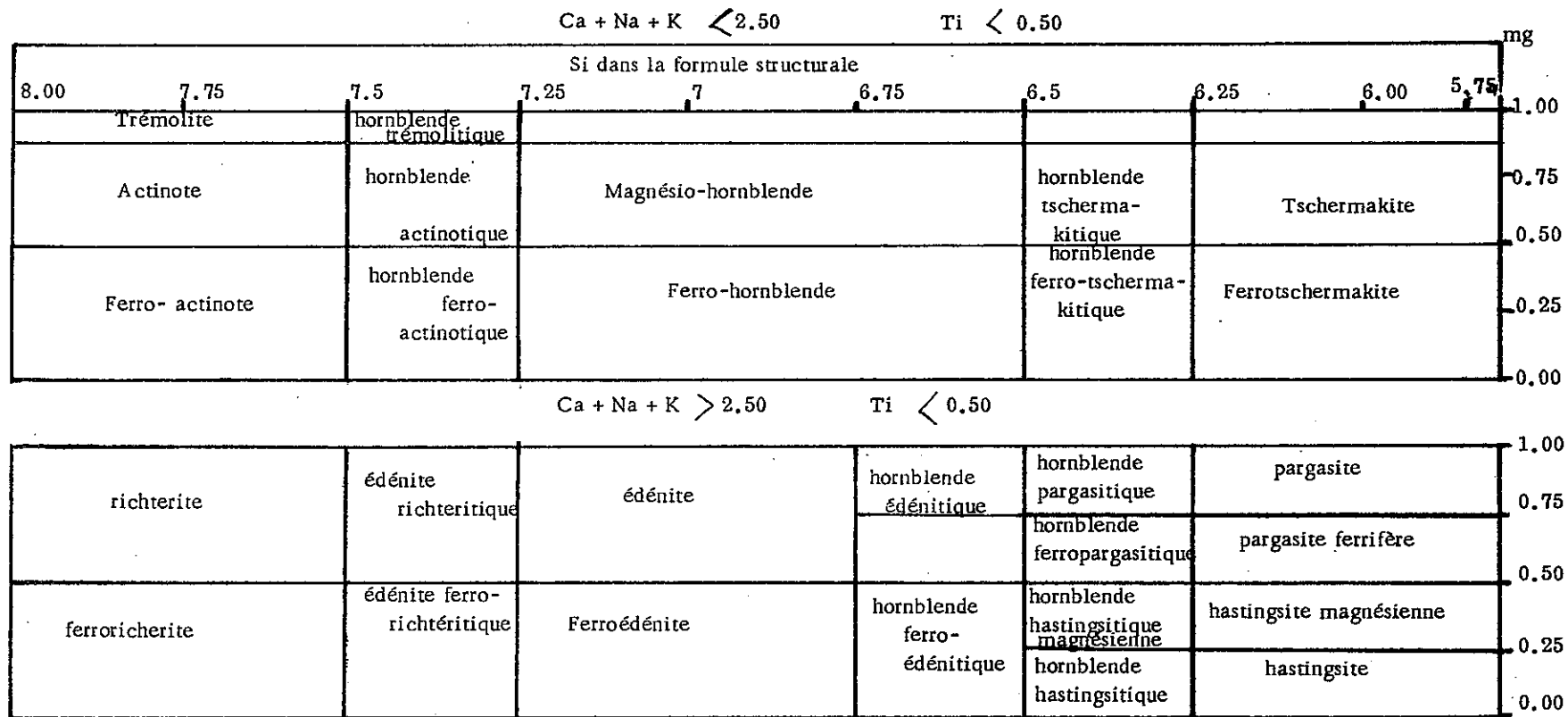
X = vert brunâtre très pâle
 Y = vert très pâle
 Z = vert très pâle bleuté

$2 V_x = 82^\circ + 4$
 $Z \wedge C = 16^\circ$

Une analyse chimique de cette hornblende est donnée dans le tableau n° 30, ainsi que les résultats d'une étude par diffraction X.

Tableau n° 30 - Analyse chimique de la hornblende de l'échantillon ESF-71

Oxydes	Poids %	(47) Formule structurale basée sur 23 (0)
Si O ₂	45.50	Si = 6.538
Al ₂ O ₃	11.70	Al ^{IV} = 1.462
Fe ₂ O ₃	5.80	
Fe O	7.90	Al ^{VI} = 0.516
Mn O	0.20	Ti = 0.048
Mg O	11.75	Fe ⁺³ = 0.611
Ca O	12.80	Fe ⁺² = 0.949
Na ₂ O	2.90	Mn = 0.024
K ₂ O	0.15	Mg = 2.566
Ti O ₂	0.45	
P ₂ O ₅	0.30	
H ₂ O ⁺	0.85	Ca = 1.970
H ₂ O ⁻	0.10	Na = 0.807
		K = 0.027
Total	100.40	



Ti > 0.50

Figure 70 - Nomenclature des amphiboles calcique et subcalcique en fonction des valeurs (Si), (Ca + Na + K) et $(mg = \frac{Mg}{Mg + Mn + Fe^{+2} + Fe^{+3}})$ d'après LEAKE (1968)

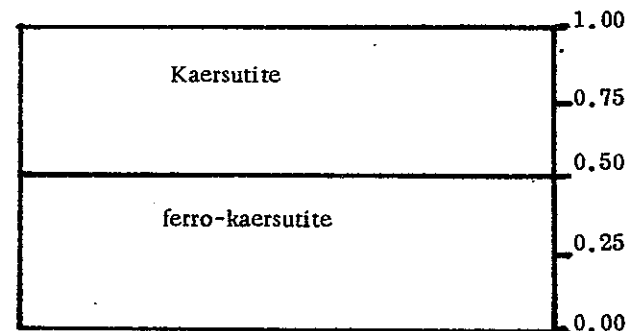


Tableau 31. Données diffractométriques X de hornblendes :
 1) hornblende de l'échantillon ESF-71, analysée
 2) barroisite de Naustadl, BINNS (1967).

Tableau 31 - Données diffractométriques des hornblendes

(1)				(2)			
d (hkl)	I/Io	d (hkl)	I/Io	d (hkl)	I/Io	d (hkl)	I/Io
8.97	4	1.81	4	8.96	5	1.798	2
8.36	100	1.80	4	8.40	100	1.737	1
5.06	2	1.77	1	5.06	2	1.707	1
4.90	3	1.69	1	4.90	3	1.681	1
4.49	5	1.68	2	4.50	9	1.644	6
4.19	3	1.65	5	4.19	3	1.627	2
3.88	2	1.64	3	4.02	<1	1.610	2
3.38	8	1.63	2	3.872	2	1.582	3
3.26	12	1.62	3	3.387	9	1.555	1
3.11	44	1.61	5	3.255	20	1.524	2
2.94	9	1.585	3	3.104	70	1.514	1
2.80	14	1.58	4	2.939	10	1.497	3
2.73	4	1.55	2	2.789	12	1.468	<1
2.70	17	1.53	2	2.697	20	1.450	1
2.59	7	1.51	3	2.587	8	1.426	6
2.54	7	1.50	5	2.537	5	1.363	1
2.38	4	1.49	3	2.366	3	1.313	1
2.33	5	1.47	2	2.325	8	1.302	1
2.32	4	1.45	2	2.302	2	1.291	<1
2.28	3	1.43	8	2.272	1	1.267	1
2.21	1	1.36	2	2.210	<1	1.19	---
2.16	8	1.34	2	2.155	9		
2.15	7	1.33	2	2.051	1		
2.05	2	1.30	2	2.012	4		
2.01	6	1.29	2	1.988	2		
1.99	2	1.28	1	1.957	<1		
1.89	3	1.28	1	1.924	1		
1.86	3			1.880	3		
				1.858	1		

Dans le tableau 31, si l'on compare les chiffres obtenus avec ceux présentés par BINNS (1967) on est amené à conclure que la hornblende étudiée ici est de type barroisite - carinthine.

Les données diffractométriques s'accordent avec celles obtenues par BINNS pour la barroisite et le chimisme est très proche de celui de la carinthine (BINNS, 1967, tableau n° 4, p. 361, Journal of Petrology, vol. 8). D'après LEAKE (1968) il s'agit d'une amphibole édénitique (voir fig. 70). Nous utiliserons désormais le nom de "carinthine" pour cette amphibole.

14-5. - Amphiboles sodiques

Les amphiboles de ce type sont très communes dans la région. Dans plusieurs cas on les a appelées "glaucophane s.l.", car elles n'ont pas été étudiées en détail. Mais la plupart du temps elles correspondent à des amphiboles possédant le pléochroïsme suivant :

- X = jaune pâle
- Y = bleu foncé (bleu d'azur)
- Z = bleu

Ce sont des minéraux presque uniaxes : $2 V_x = 0$ à 4° , à très faible angle d'extinction : $Y \wedge C = 6^\circ$.

Une amphibole de ce type a été séparée et triée à partir de l'échantillon ESF-14. L'analyse chimique donne les résultats du tableau n° 32, où l'on pourra constater que malgré une purification très poussée il existe encore des impuretés. Celles-ci, constituées par 5 % de pistacite, ont été corrigées après analyse, à partir des données de SEKI, 1959. (pistacite de Kanto, Japon).

Cela a permis le calcul d'une formule structurale pour ce minéral sur la base de 23 oxygène. Mais on constate que malgré la correction effectuée, la somme des alcalins est trop élevée. Cela signifie soit que notre estimation de la teneur en impuretés en épidote était trop faible, soit que les processus de transformation de l'amphibole sont incomplets.

Tableau 32 - Analyse chimique de l'amphibole sodique extraite de l'échantillon ESF-14, et formule structurale calculée après correction de l'analyse pour 5 % d'impuretés de pistacite

(48)

Oxydes	Poids %	Poids % après correction 5 % épidote	Formule structurale basée sur 23 O (après correction)
Si O ₂	53,15	53,49	Si = 7,6471
Al ₂ O ₃	7,65	6,89	Al ^{IV} = 0,3529
Fe ₂ O ₃	11,10	10,85	Al ^{VI} = 0,8051
Fe O	9,15	9,49	Ti = 0,0025
Mn O	0,30	0,31	Fe ⁺³ = 1,1631
Mg O	7,90	8,23	Fe ⁺² = 1,1254
Ca O	3,80	2,78	Mn = 0,0368
Na ₂ O	5,95	6,20	Mg = 1,7644
K ₂ O	0,10	0,10	
Ti O ₂	0,05	0,05	Na = 1,7154
P ₂ O ₅	0,20	0,20	Ca = 0,4254
H ₂ O ⁺	1,20	1,25	K = 0,0170
H ₂ O ⁻	0,10	0,10	
Total	100,65	100	

Il a été noté plus haut en effet (et nous le détaillerons plus loin dans l'étude pétrographique) que les amphiboles sodiques résultaient de la transformation d'une amphibole plus ancienne qui était soit une barroisite - carinthine, soit une actinote. De ce fait les deux raisons possibles de la haute teneur en alcalins de l'amphibole sodique sont vraisemblables puisqu'elle contient toujours des inclusions de sphène et d'épidote, et que d'autre part on sait qu'elle dérive d'amphiboles plus calciques (Ca O = 12,80 pour l'échantillon tiré de ESF-71, voir analyse du tableau n° 28).

D'après cette analyse chimique on a :

$$\frac{100 \text{ Fe}^{3+}}{\text{Fe}^{3+} + \text{Al}^{\text{VI}} + \text{Ti}} = 58$$

$$\frac{100 \text{ Fe}^{2+}}{\text{Fe}^{2+} + \text{Mg} + \text{Mn}} = 38$$

Cela donne sur le diagramme de MIYASHIRO (1957) une amphibole du domaine de la crossite (voir fig. 71) Nous admettons donc que la plupart des amphiboles sodiques de la zone du "coloured mélange" appartiennent à cette catégorie.

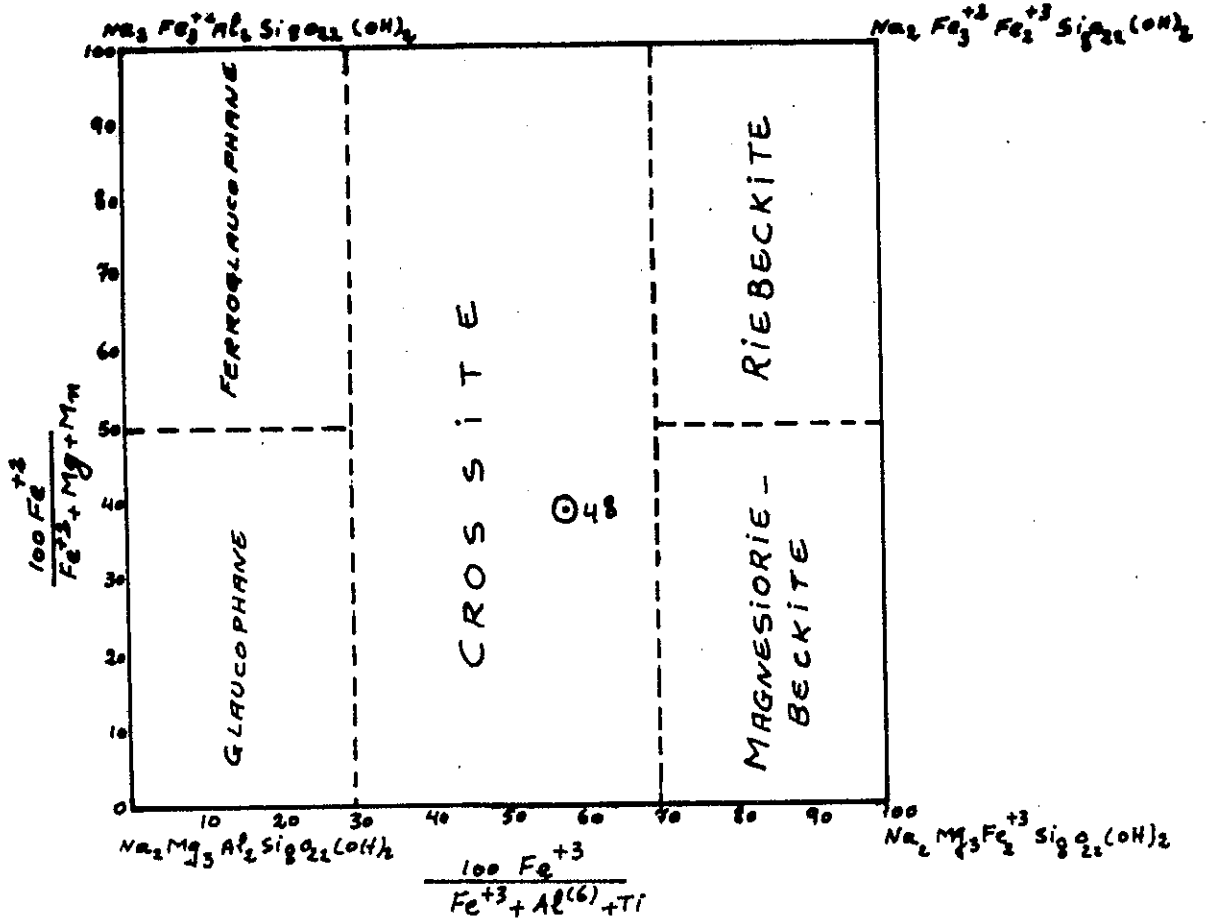


Figure 71 - Classification des amphiboles sodiques d'après MIYASHIRO (1957) -

Une étude diffractométrique X sur ce même matériel, effectuée à la vitesse de défilement de 1/8 par minute, montre que : $2\theta(310) = 29,057^\circ$

Cela correspond d'après COLEMAN et PAPIKE (1968) à une valeur du rapport :

$$\frac{100 \text{ Fe}^{3+}}{\text{Fe}^{3+} + \text{Al}^{\text{VI}} + \text{Ti}} = 51$$

Or les calculs basés sur le chimisme donnaient à ce même rapport une valeur de 58, ce qui est fort comparable.

Tableau 33 - Données diffractométriques X de la crossite (rayonnement Cu K α)

d (hkl)	I/I ₀	d (hkl)	I/I ₀	d (hkl)	I/I ₀	d (hkl)	I/I ₀	d (hkl)	I/I ₀	d (hkl)	I/I ₀
8.93	2	3.85	2	2.76	9	2.25	2	1.85	2	1.56	2
8.26	100	3.38	6	2.69	12	2.15	4	1.82	2	1.51	3
4.87	3	3.33	6	2.58	4	2.06	2	1.64	3	1.41	2
4.71	1	3.23	9	2.52	6	2.00	2	1.61	1	1.40	2
4.46	7	3.05	27	2.29	4	1.98	1	1.60	2	1.36	1
4.15	1	2.94	3	2.28	2	1.86	2	1.58	3	1.33	2
										1.31	1

15. - Muscovite

Il existe sûrement plusieurs générations de ce mica.

16. - Biotite

La biotite est très rare dans la zone du "coloured melange". On ne l'a rencontrée que dans les éclogites à biotite.

17. - Stilpnomélane

C'est un minéral fréquent. L'existence du stilpnomélane a chaque fois été vérifiée par diffraction X afin qu'il ne soit pas confondu avec une chlorite oxydée. Il se présente presque toujours en gerbes fibro-radiées avec un net clivage (010) bien développé qui permet de le distinguer (voir fig. 6, planche 14).

18. - Talc

C'est un minéral courant découlant du métamorphisme des ultrabasites. Son existence a été vérifiée chaque fois aux rayons X.

19. - Chlorite

La composition chimique des chlorites a pu être obtenue à partir des données diffractométriques X. Nous la détaillerons dans chaque cas particulier. Les chlorites magnésiennes sont bien représentées dans les rodingites. Ailleurs les chlorites sont pour la plupart des chlorites ferro-magnésiennes.

20. - Serpentine

La plupart des minéraux serpentineux sont de l'antigorite. Cependant il est également assez fréquent de rencontrer des serpentines comme la lizardite et le chrysotile.

21. - Prehnite

Il s'agit d'un minéral qui se rencontre dans des filons. Sa détermination a été vérifiée à l'aide de la diffractométrie X.

22. - Plagioclases

Ces feldspaths sont presque tous de l'albite presque pure de basse température. Ils ont plusieurs générations.

Il existe aussi des plagioclases reliques dans les roches d'origine diabasique ou basaltique. Ce sont des labradors plus ou moins transformés en une association à lawsonite + pumpellyite + pyroxène sodique + albite de basse température. Comme souvent la nature du plagioclase a été précisée au moyen d'une étude aux rayons X.

23. - Feldspaths potassiques

Ils sont presque absents dans la zone du "coloured melange", sauf dans les diabases où ils constituent de fines auréoles à la périphérie des plagioclases.

24. - Quartz

C'est un minéral très abondant appartenant à plusieurs phases de recristallisation.

25. - Zéolite - analcime

L'analcime se rencontre dans les roches à pectolite, à l'état de reliques dans les filons. Un de ces minéraux a pu être trié aux fins de détermination aux rayons X. Les résultats de cet examen sont donnés dans le tableau n° 34.

Tableau 34 - Données diffractométriques de l'analcime de l'échantillon : ESF : 88 a

d (hkl)	I/Io	d (hkl)	I/Io
6.83	9	2.50	14
6.45	12	2.42	23
5.60	55	2.22	14
4.98	9	2.18	23
4.85	14	2.14	3
4.02	9	2.01	9
3.66	9	1.94	15
3.42	100	1.90	15
3.14	37	1.75	11
2.80	12	1.68	29
2.69	17	1.59	57

L'ancalime recueillie est soit anisotrope, soit isotrope. Dans ce dernier cas elle est totalement dépourvue de clivage et ressemble à un verre. Lorsqu'elle est biréfringente elle possède un clivage assez bien développé. Il semble que l'anisotropie de l'ancalime soit due à des contraintes. Elle possède en ce cas un angle d'axe $2V_Z = 65^\circ$.

Avec l'ancalime existe fréquemment une autre zéolite fibro-radiée qui n'a pu être déterminée avec plus de précision.

26. - Hématite

C'est un minéral accessoire présent en faible quantité, mais plus fréquent dans les roches siliceuses rubanées. Sa vérification a été vérifiée au moyen d'une étude aux rayons X sur minéral trié.

27. - Magnétite

Elle est assez courante dans les roches ferrugineuses qui alternent avec les roches siliceuses rubanées. Généralement elle se présente en petites lentilles et très souvent elle tend à être remplacée par le stilpnomélane. Sa détermination a été vérifiée aux rayons X.

28. - Ilménite

L'ilménite se présente comme minéral accessoire des diabases. Ses formes squelettiques et ses altérations en sphène et leucoxène sont caractéristiques.

29. - Rutile

C'est un minéral abondant dans les basites métamorphiques. Ces roches ont acquis un faciès d'amphibolite à grenat, d'éclogites ou de schistes à grenat. Il est caractérisé par son relief, sa couleur brun foncé et ses altérations en sphène. Afin d'être assuré de sa présence une détermination aux rayons X a été effectuée qui montre clairement une raie majeure caractéristique à $d = 3,2456 \text{ \AA}$ à intensité 100.

30. - Leucoxène

Il se développe aux dépens de l'ilménite dans les roches volcaniques du Crétacé supérieur. Il se rencontre aussi en petits granules inclus dans les feldspaths. Dans les serpentinites il remplace parfois la pérovskite.

31. - Spinelles

Ces minéraux se présentent sous deux formes : soit en inclusions magmatiques dans les olivines des basaltes, soit en grains détritiques dans les greywackes. Il s'agit toujours de picotite.

32. - Pérovskite

La seule pérovskite rencontrée se trouve dans des serpentinites à hydrogrenat. Elle y est toujours altérée en leucoxène. Son haut relief, ses macles polysynthétiques, son altération en leucoxène, la caractérisent. Un diagramme de diffraction X confirme sa détermination.

33. - Limonites

Ce sont des produits d'altération de la magnétite et de la pyrite.

34. - Pyrite - chalcopyrite

Ces minéraux se rencontrent dans les roches métamorphiques et les roches volcano-plutoniques du Siah-Kuh.

35. - Calcite

Elle appartient à plusieurs générations. Elle cristallise sûrement avant et après l'aragonite. Elle remplace l'aragonite et les minéraux des générations antérieures : grenat, hornblende, zoisite, pyroxène sodique, etc.

36. - Magnésite - Hydromagnésite - Huntite

Ce sont les minéraux qui apparaissent dans les serpentinites.

37. - Sidérite - Ankérite

Carbonates sont présents en faible quantité

dans toutes les roches de la région,

38. - Dolomite

Elle est très rare. C'est parfois un produit d'

altération des ultrabasiqes.

39. - Aragonite

La détermination de l'aragonite n'est pas aisée. Nous avons suivi, pour l'effectuer, la méthode suivante, proposée par BROWN et al, (1962).

- Recherche des carbonates en lame mince, dont les sections perpendiculaires à (001) montrent deux séries de macles polysynthétiques à 64° environ l'une de l'autre. Ce type de section a une faible biréfringence et une figure d'axes de faible angle ($2V = 20^\circ$).

- Pour les sections à forte biréfringence, par rotation de la platine du microscope et en lumière "naturelle", il y a une position (l'une des deux positions d'extinction en L.P.) où le relief est nul. Ces sections sont des aragonites car pour les autres carbonates (calcite ou dolomite) le relief, positif ou négatif, est toujours accusé.

Grâce à ces deux caractères on a pu suspecter la présence d'aragonite. Sa présence a été vérifiée dans ces cas par un tri assez facile : séparation des produits magnétiques à l'électro-aimant, puis isolement : par densité grâce au bromoforme qui permet d'éliminer calcite, albite et quartz. La fraction lourde obtenue permet de mesurer les indices suivants :

$$N_x = 1,530 ; N_z = 1,685.$$

Ce sont les indices de l'aragonite qui a été en outre vérifiée grâce aux rayons X. Il est donc possible d'assurer la présence de ce minéral dans les roches du "coloured melange".

40. - Apatite

Elle est présente comme minéral accessoire.

41. - Graphite

C'est un minéral qui se rencontre dans les métamorphites de Kuh-e-Ashin où il est associé à la zofsite, la clinozofsite et la muscovite. Sa présence a été vérifiée en sections polies et aux rayons X.

PLANCHE 14

Figure 1 - Cristal d'olivine corrodé par la pâte dans une coulée spilitique de la zone du "coloured melange".

L. P. Ol = olivine.

Figure 2 - "Cumular" de cristaux d'olivine dans une coulée spilitique de la zone du "coloured melange".
Noter la présence d'inclusions de picotite (Pc)

L. N.

Figure 3 - Aspect de la titanoclinohumite (Tic) dans une ultrabasite métamorphisée.

L. N. Ac = actinote.

Figure 4 - Aspect de l'aegyrine dans le mobilisat sodique provenant des micaschistes de la zone du "coloured melange".

L. N.

Figure 5 - Aspect de la pectolite (Pec) dans les micaschistes de la zone du "coloured melange"
Grandeur naturelle

Figure 6 - Aspect du stilpnomélane (Stp) dans les micaschistes de la zone du "coloured melange".

L. N.

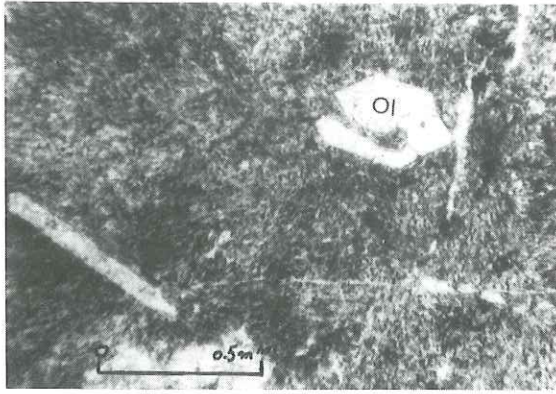


Figure 1

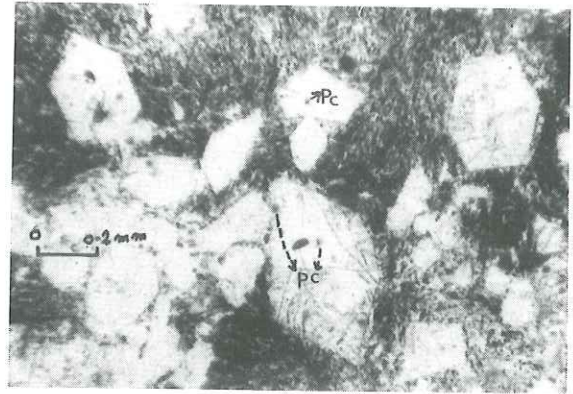


Figure 2

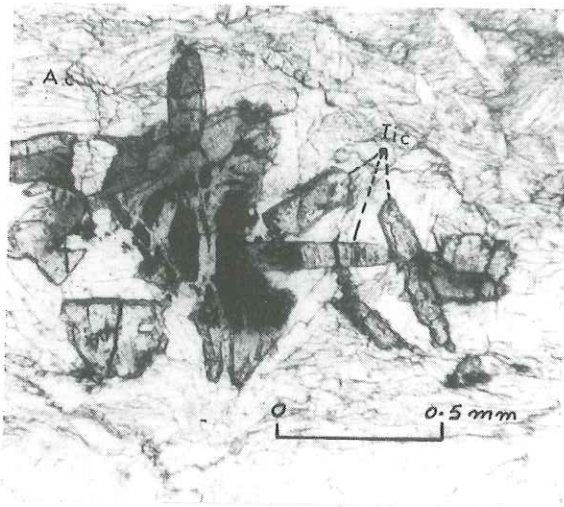


Figure 3

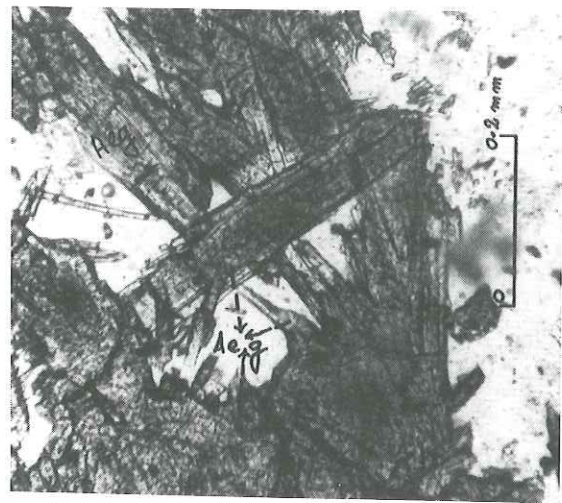


Figure 4

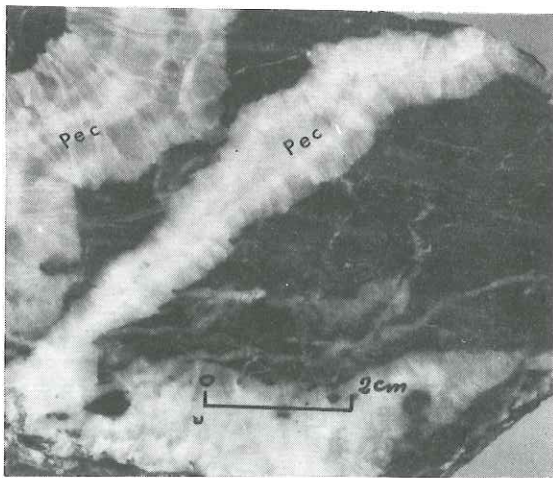


Figure 5

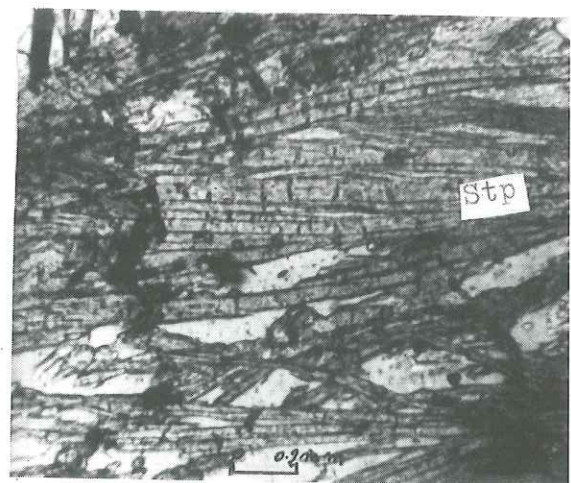


Figure 6

B. - Pétrographie

Les minéraux constitutifs des roches du "coloured melange" étant maintenant bien précisés, nous nous proposons maintenant d'étudier leurs relations dans les différentes catégories de roches de la zone. Il s'agira ici de rassembler des observations relatives aux suites de recristallisation et aux éventuelles déformations qui les ont affectées.

B-1. - Les roches métamorphiques ultrabasiqes et associées

Ce sont des roches magmatiques qui ont été reprises par les phases de métamorphisme et / ou de déformation. Leur évolution magmatique a été vue avec l'étude des faciès de la zone de Sargaz-Abshur et on n'y reviendra pas puisque, comme il est dit plus haut, il existe une indéniable continuité entre les ultrabasites de cette zone et celles du "coloured melange". Toutefois, dans cette dernière zone structurale, une évolution tectonique et métamorphique particulière ultérieure intervient et c'est de celle-ci qu'il sera uniquement question ici.

Plusieurs faciès ultrabasiqes plus ou moins transformés, ou matériaux associés, ont été distingués. Nous verrons successivement les dix classes définies, qui toutes correspondent à des états différents de l'évolution des roches ultrabasiqes originelles.

B-1-1 - Les rodingites

Sous ce terme sont désignées des roches qui appartiennent indifféremment à la zone du "coloured melange" ou à celle de Sargaz-Abshur. En effet dans les serpentinites des deux zones se rencontrent des masses irrégulières, de différentes tailles, toujours très plissées et cisailées et dont l'origine paraît claire : métamorphisme particulier de certains "cumulats" à pyroxènes et plagioclase de l'ultrabasite matrice. Nous discuterons plus loin du bien fondé de cette interprétation.

Un des meilleurs affleurements de rodingite de la zone du "coloured melange" se situe sur les rives de la rivière de Kalitu, à 10 km au NW de ce village (voir fig. 1, planche 15). Dans la zone de Sargaz-Abshur les gisements sont moins spectaculaires (voir fig. 2, planche 15).

Sur le terrain ce sont des roches denses, blanchâtres, à reliques dispersées d'anciens pyroxènes. Les masses rodingitiques sont souvent zonées : au contact des serpentinites encaissantes existe une auréole où le grenat est concentré, puis en direction du centre apparaissent progressivement des cristaux de diopside, enfin au cœur de la masse la structure originelle magmatique est vaguement conservée.

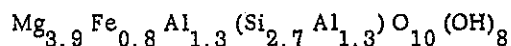
L'association minérale habituelle de ces roches est la suivante : diopside magmatique en résidus + diopside de néoformation + grenats + vésuvianite + calcite + Mg chlorite + prehnite + apatite.

Les deux générations de diopside sont claires. Le premier toujours résiduel est d'origine magmatique ; le second cristallise en même temps que les grenats, et il se présente en fines granulations à structure granoblastique ou en gerbes radiées.

Le grenat est toujours riche en grossulaire. Il est biréfringent et maclé de façon complexe. Dans la plupart des cas il a un indice $n = 1,745$ et $a_0 = 11,850 \text{ \AA}$. Ces chiffres correspondent selon WINCHELL (1958) à la composition suivante :

grossulaire =	87
almandin =	4
andradite =	7
pyrope =	2

La chlorite est riche en magnésium. Elle sera simplement désignée par "Mg-chlorite" en raison des divergences de nomenclature. Sa composition, déterminée par diffraction X est la suivante :



Cette chlorite se développe essentiellement aux dépens du diopside magmatique.

La texture magmatique originelle de la roche hôte peut souvent être retrouvée : de grands cristaux de clinopyroxène, qui étaient à l'origine des cristaux "cumulus", sont entourés par une association à grossulaire + Mg-chlorite qui était probablement des plagioclases au départ. Il arrive souvent que le contact entre le grenat et le clinopyroxène magmatique résiduel soit net et rectiligne : il s'agit sans doute de contact conservé entre le pyroxène et le plagioclase (devenu grossulaire). (voir fig. 3, planche 15). On rencontre aussi des structures où l'association grenat + Mg-chlorite paraît absorber le diopside. Enfin sur un fond de Mg-chlorite les grenats peuvent se présenter en plages rectangulaires et en tablettes (voir fig. 4, planche 15). Il est difficile d'interpréter cette association autrement que comme des reliques de baguettes de plagioclases, transformées en grossulaire, en inclusions dans le pyroxène, transformé en Mg-chlorite. Ainsi la roche magmatique originelle devait-elle comporter des structures à pyroxènes "cumulus" poecilites.

La vésuvianite se rencontre très souvent dans les roches rodingitiques sous forme de petites poches monominérales ou dans des filons sécants. Elle est en cristaux prismatiques altérés en calcite et sa cristallisation est postérieure à celle du grenat.

La calcite est le dernier minéral à apparaître dans la recristallisation de la rodingite : elle se présente en filonnets souvent situés dans les plans axiaux des plis affectant les minéraux magmatiques comme le diopside et elle déstabilise le pyroxène ou le grenat et la vésuvianite.

Dans ces roches rodingitiques on peut distinguer trois types essentiels de faciès :

- * ceux qui dérivent de "clinopyroxènes cumulats". Ils sont essentiellement constitués par du diopside et se rencontrent en lentilles irrégulières de diopsidite dans les serpentinites. Une quantité mineure de grenat, de Mg-chlorite et de diopside néoformé se trouve dans ces rodingites ;
- * ceux qui dérivent de "clinopyroxène-plagioclase cumulats" qui constituent la majorité des rodingites ;
- * ceux qui sont fortement envahis par les fluides lors de la phase $m_1 d_1$.

Les deux premiers types ont génétiquement la même évolution, mais le dernier est un peu particulier. Ce sont des faciès que l'on rencontre très près des zones où il y a des roches à glaucophane et l'on doit admettre qu'ils ont été touchés par les fluides qui sont responsables de la formation de ces dernières.

L'échantillon-type (SAB 225) de ce dernier type de rodingite provient des serpentinites de Karoo, à 10 km à l'Est du Kuh-Shah. C'est une roche très dense, à grain fin, composée d'hydrogrossulaire et de diopside parcourus par un réseau de filonnets à pectolite + aragonite + analcime + calcite + pyroxène sodique. Ces filonnets sont plissés, ce qui indique des déformations ultérieures sans doute liées à la phase $m_2 d_2$.

- Caractères chimiques des rodingites

En vue de l'analyse on a choisi des échantillons où la structure magmatique originelle est conservée, sans concentration de grenat et vésuvianite et les moins riches en réseaux filoniens calcitiques. Les résultats sont donnés dans le tableau 35, en regard d'une analyse chimique de serpentinite associée.

Tableau 35 - Analyses chimiques de rodingite (49) et de serpentinite associée aux rodingites (50)

	49	50		49	50
				Normes C. I. P. W.	
Si O ₂	39.95	39.63			
Al ₂ O ₃	15.05	1.75	Le	0.43	----
Fe ₂ O ₃	3.75	5.18	Ne	1.14	----
Fe O	2.50	1.57	An	39.48	0.83
Mn O	0.15	0.11	Cor	----	1.43
Mg O	10.55	39.02	Wo	19.02	----
Ca O	25.15	0.35	Hy	----	33.30
Na ₂ O	0.25	0.04	Si O ₄ Ca ₂	12.04	----
K ₂ O	0.10	0.01	Ol	19.21	44.94
Ti O ₂	0.40	---	Mt	5.57	5.34
P ₂ O ₅	0.15	0.15	Il	0.76	----
H ₂ O ⁺	2.40	12.03	Hm	----	1.60
H ₂ O ⁻	0.05	0.03	AP	0.33	0.33
Total	100.45	99.88	Total	97.98	87.77

On constate que le chimisme de la rodingite est curieux. Pour le comprendre il est nécessaire de discuter de l'origine et de l'évolution des rodingites.

Il est très improbable que les rodingites soient d'anciens dykes diabasiques car elles constituent toujours des masses discontinues dans les serpentinites. Or on se souvient (voir l'étude des ultrabasites de la zone de Sargaz-Abshur) que dans les roches péridotitiques qui font la transition entre les "olivine-cumulats" et les "clinopyroxène-olivine cumulats", existent des lentilles irrégulières constituées par des "clinopyroxène-plagioclase cumulats". De plus dans l'unité "P" des massifs ultrabasiques nous avons vu qu'il y a des "cumulats" à clinopyroxène et plagioclase où le pyroxène est le minéral "cumulus" et le plagioclase "l'intercumulus".

Les rodingites étaient de tels "cumulats" à pyroxène et plagioclase, comme l'indiquent leurs caractères pétrographiques où des structures résiduelles sont conservées. Les faciès originels étaient :

- des "cumulats" à clinopyroxène (90) et plagioclase (10) ;
- des "cumulats" à clinopyroxène et plagioclase où la proportion était voisine de 50/50.

Ces derniers "cumulats" sont les plus fréquents dans les complexes basiques rubanés et les rodingites sont également de ce type. Leur chimisme montre une haute teneur en chaux (Ca O = 15 % environ), et une concentration en Na₂O négligeable. C'est sur ces bases que nous admettons que la rodingite se développe.

Celle-ci se produit au cours de deux phases, et peut-être trois, de métamorphismes successifs :

1) Lors de la phase "m" les divers "cumulats" originels magmatiques sont rodingitisés avec cristallisation de grenat + néodiopside + Mg-chlorite + vésuvianite.

2) Une invasion de fluides se produit lors de la phase $m_1 d_1$, par l'intermédiaire de filonnets qui apportent : H₂O, CO₂, SO₃ et O₂ et certainement en solution Ca et Na comme en témoignent les cristallisations filoniennes et autres de pectolite, aragonite et analcime.

3) Avec la phase $m_2 d_2$ se produisent des plissements et une invasion filonienne nouvelle riche en CO₂ et Ca. Ces événements déforment les cristaux antérieurs et déstabilisent la vésuvianite et le grossulaire pendant que se développe à leurs dépens une grande quantité de calcite. Au cours de cette phase il y a très probablement un départ de Si O₂ et un enrichissement en Ca O.

Dans cette évolution il est fréquent qu'un élément donné se concentre en quelques points privilégiés. Il y a par exemple formation des petites poches à grossulaire et vésuvianite. Aussi pour juger du bilan de la métasomatose que cela implique il est nécessaire de pratiquer un échantillonnage précis et systématique qui devrait tenir compte de la succession de tous ces événements. Cela semble difficile, voire impossible à réaliser.

En l'absence de ces éléments on pourrait croire, à la suite de BENSON (1926), GRANGE (1927), ARSHINOV et MERENKOV (1930), TURNER (1933), que la rodingitisation est une conséquence simple de la métasomatose résultant de la serpentinitisation des ultrabasites, avec concentration des produits issus de celles-ci dans les masses rodingitiques. En fait, il semble bien que dans la région d'Esfandagheh ce soit un phénomène plus complexe qui est la somme d'une suite d'événements que l'on peut résumer comme suit :

- stade magmatique : constitution de "cumulats" divers par différenciation de magma tholéiitique, avec en particulier des "cumulats" à pyroxène et plagioclase à 15 % de Ca O environ ;
- stade de métamorphisme statique : phase "m" : rodingitisation primaire des "cumulats" propices par action de fluides hydrothermaux qui sur d'autres "cumulats" voisins provoquent la serpentinitisation ;
- stades successifs de métamorphisme et de déformation : phases $m_1 d_1$, puis $m_2 d_2$ = invasion souvent filonienne par des fluides hydrothermaux avec enrichissement corrélatif en Ca O.

Dans cette évolution il y a apport de Ca O et départ de Si O₂, mais les observations pétrographiques indiquent que cette métasomatose ne s'est pas produite lors de la phase "m", mais plus tard. Elle est cependant évidente comme le montre une norme déficitaire en Si O₂ pour la rodingite alors qu'elle ne l'est pas pour la serpentinite. L'apport calcique ne provient pourtant pas d'une libération de Ca O par serpentinitisation des ultrabasites banales lors de la phase "m". En effet la serpentinite qui est l'encaissant de la rodingite analysée ne comporte aucune relique de clinopyroxène et dérive uniquement d'olivine. De plus, ainsi que nous le verrons plus loin, les serpentinites elles-mêmes ont subi un enrichissement filonien en carbonates lors de la phase $m_2 d_2$.

Il faut donc rechercher ailleurs les raisons de la métasomatose, ses conditions et l'origine des apports. Nous en traiterons lorsque nous discuterons des conditions des différentes phases de métamorphisme. Ici nous avons surtout voulu attirer l'attention sur la chronologie des différents événements et souligner quelques impossibilités : la rodingitisation a les mêmes causes que la serpentinitisation de la phase "m", mais elle n'en est pas une conséquence. L'une comme l'autre a été en outre remaniée par les phases suivantes.

PLANCHE 15

Figure 1 - Gisement de rodingite dans la serpentinite de la vallée du Kalitu de la zone du "coloured melange".

Rd = rodingite ; Se = serpentinite -

Figure 2 - Gisement de rodingite dans la dunite serpentinisée à 5 km au Sud de Kuh-e-Sorkh dans la zone Sargaz-Abshur

Figure 3 - Relation entre le clinopyroxène magmatique (Cpx) maclé et l'association grenat (Gr) et Mg-chlorite (Chl) dans la rodingite du gisement de la figure 1 -

L. P.

Figure 4 - Grossulaire (gr) remplaçant les plagioclases anciens tout en gardant leur forme originelle dans une rodingite du gisement de la figure 1 -

Chl = Mg-chlorite ; L. N.

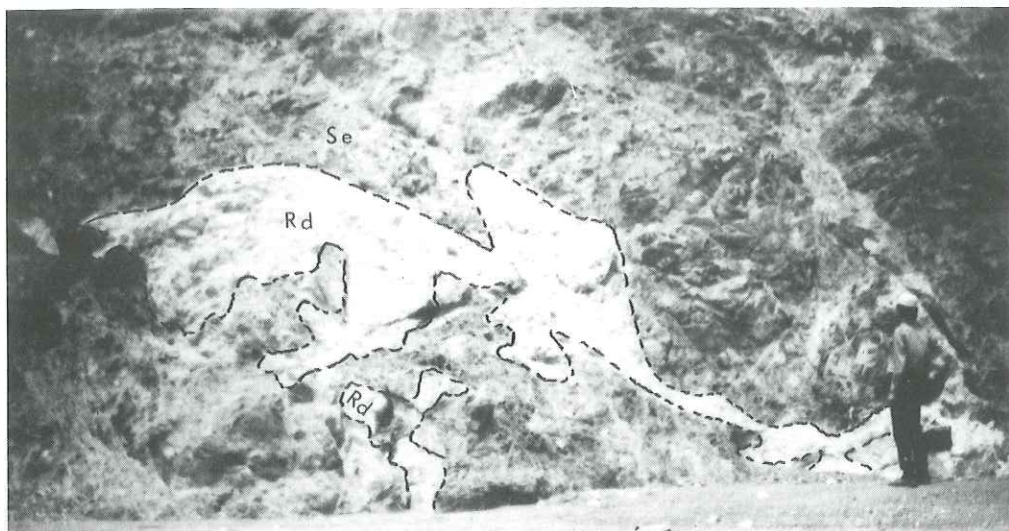


Figure 1



Figure 2

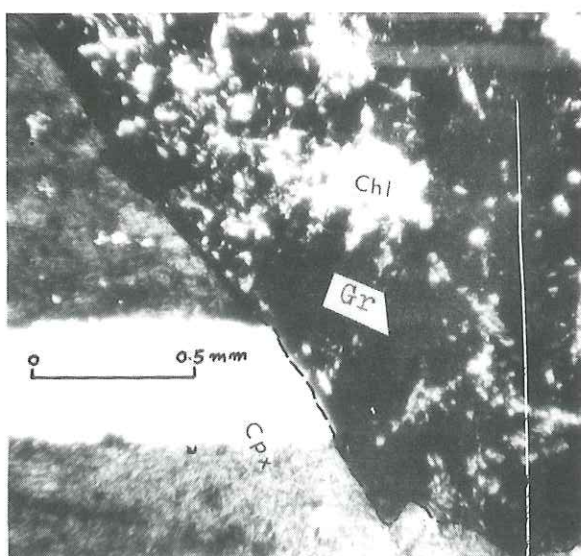


Figure 3

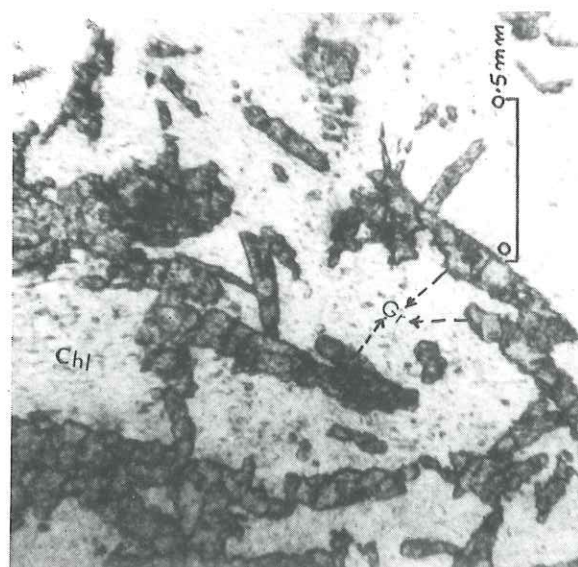


Figure 4

B-1-2 - Les faciès riches en albite

Ce sont également des roches en inclusions dans les serpentinites. Il s'agit de blocs atteignant au maximum deux mètres de long, intensément cisailés et fissurés. Le meilleur gisement se trouve sur le versant méridional du Kuh-Shah.

Ces roches sont constituées essentiellement par de l'albite et du quartz, très peu de feldspaths potassiques et de l'allanite. Elles sont parcourues par des filons à anthophyllite et trémolite en cristaux aciculaires très fins. L'anthophyllite a été déterminée aux rayons X ; sa place dans les cristallisations est antérieure à la trémolite.

Ces faciès inclus dans les serpentinites sont énigmatiques. Leur origine peut être double :

- ou bien ce sont des blocs appartenant à la suite magmatique des complexes intrusifs de la zone de Sargaz-Abshur, tectoniquement transportés avec les serpentinites dans les unités du "coloured mélange" ;
- ou bien il s'agit de poches de concentration des éléments siliceux et alcalins (Na_2O , K_2O) échappés lors de la phase "m" des ultrabasites en cours de serpentinitisation et de rodingitisation. Cette dernière hypothèse que nous discuterons plus loin est possible car les serpentinites avoisinant ces blocs possèdent de nombreuses reliques de clinopyroxène.

B-1-3 - Serpentinites

Il s'agit là de roches serpentineuses ne possédant pas de clivage schisteux. Ces faciès seront traités à part (voir ci-dessous B-1-4).

Ce sont donc des faciès massifs, de teinte vert sombre, cisailés et morcelés et où les plans de glissement montrent de beaux cristaux de chrysotile. Ce minéral apparaît également très souvent dans les nombreux filonnets en réseaux parcourant la serpentinite massive.

Celle-ci est essentiellement constituée par de l'antigorite qui pseudomorphose les olivines et de la lizardite qui remplace les orthopyroxènes. La structure magmatique est souvent parfaitement conservée et montre des olivines "cumulus" et des orthopyroxènes "intercumulus". Il s'agissait donc d'un "cumulat" à olivine et orthopyroxène maintenant transformé en un typique assemblage de "mousse" serpentineuse.

La détermination des serpentines constituantes a été vérifiée au moyen des rayons X. Toutes ont été reconnues, mais elles appartiennent généralement à différentes périodes de la serpentinitisation comme en témoignent à l'évidence les filonnets de chrysotile qui recoupent les masses d'antigorite et sont donc plus tardives qu'elles (voir fig. 72).

En fait il y a au moins trois stades de serpentinitisation. Ils ne sont pas aisés à déterminer ; ils suivent le stade de transformation finimagmatique que nous avons étudié avec la zone de Sargaz-Abshur. Ils correspondent aux phases successives "m", $m_1 d_1$ et $m_2 d_2$:

Le premier stade est contemporain de la rodingitisation primaire (voir ci-dessous : a) et le dernier ($m_2 d_2$) correspond à l'intense développement des schistes à antigorite (voir ci-dessous B-1-4). Au stade intermédiaire doivent correspondre les filons à chrysotile qui recoupent les antigorites et sont plissés, cette dernière déformation étant attribuable à la phase $m_2 d_2$.

Les minéraux accessoires des serpentinites sont surtout des picotite en cristaux altérés en magnétite à leur périphérie. Des aiguilles de rutile se sont souvent développées aux dépens des anciens clinopyroxènes (sans doute une augite titanifère) lors de la phase "m" probablement. L'ilménite a rarement été rencontrée, elle cristallise aussi aux dépens des clinopyroxènes.

Dans les serpentinites proches des rodingites s'observent très rarement des hydrogrenats. Ils ont les caractères suivants : $a = 12,04 \text{ \AA}$, $n = 1,63$? Lui sont associés sporadiquement des cristaux de leucoxène (éch. SAE-99). Celui-ci provient d'une recristallisation de la pérovskite dont il garde la macle. Quant à cette dernière elle est rare, justement en raison de cette altération, mais sa présence a été vérifiée par rayons X.

L'existence de ce minéral est intéressante. La pérovskite a déjà été signalée dans les serpentinites alpines (TRÖGER, 1967) et d'après MITCHELL (1972) sa formation dans les kimberlites correspond à la réaction : $\text{Ca}^{2+} + \text{silice} + \text{ilménite magnésienne} \rightarrow \text{pérovskite} + \text{silicate ferromagnésien}$. Ici il est certain que le titane nécessaire au développement de la pérovskite était présent puisque les serpentinites possèdent maintes fois du rutile ou de l'ilménite. Mais la phase de cristallisation n'a pu être déterminée avec précision.

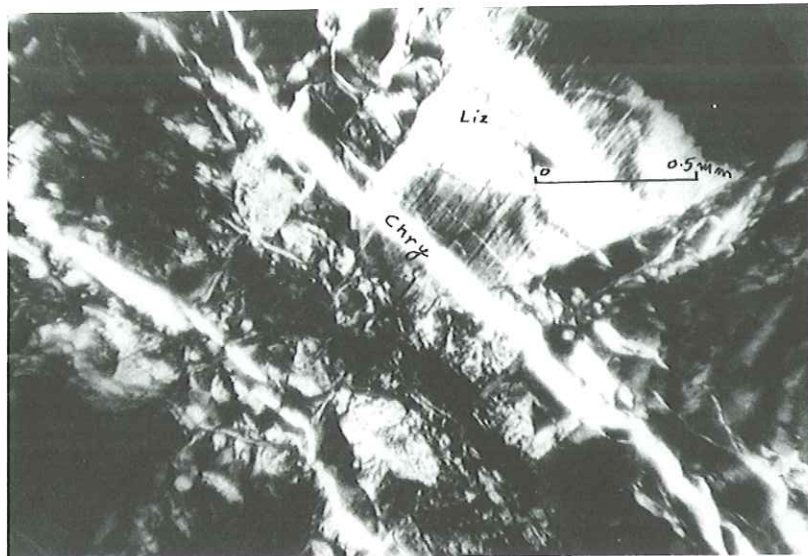


Figure 72 - Filons de chrysotile (Chry) recoupant une grande plage de lizardite (Liz) et la pâte d'antigorite à structure maillée -
L.P.

Elle ne doit pas être magmatique, car on ne l'a jamais rencontrée dans les ultrabasites fraîches. Il est possible qu'elle apparait lors de la phase "m" alors qu'il y a désintégration des pyroxènes et mobilisation de TiO_2 , CaO et SiO_2 .

B-1-4 - Schistes à antigorite

Ce sont des faciès très répandus et la plupart des massifs serpentineux sont sous cet aspect très schisteux où le constituant majeur est l'antigorite. Ils sont les équivalents métamorphiques et déformés des ultrabasites et particulièrement des dunites et harzburgites.

Un gisement caractéristique de ces faciès se trouve en bordure de la zone du "coloured melange" de Siah-Kuh, surtout dans le Kuh-e-Ashin. La schistosité y est très développée et avec d'autant plus d'intensité que l'on se rapproche de la zone de fracture bordière. Sur ce clivage existent deux linéations qui correspondent aux déformations des phases $m_2 - d_2$, $m_3 - d_3$. Le clivage schisteux est contemporain de la première : en effet dans le plan axial de plis reprenant le litage magmatique souligné par des amas de chromite, se développe le feuilletage qui guide la cristallisation d'antigorite. Après cette phase $m_2 - d_2$ la roche finement clivée est à nouveau replissée en kinks (voir fig. 73), qui sont attribuables à la phase $m_3 - d_3$.

Les minéraux accessoires des schistes à antigorite sont les minerais opaques (chromite, magnétite), des éléments secondaires comme la calcite, la sidérite et la magnétite. Il existe aussi un peu de clinohumite par endroits.

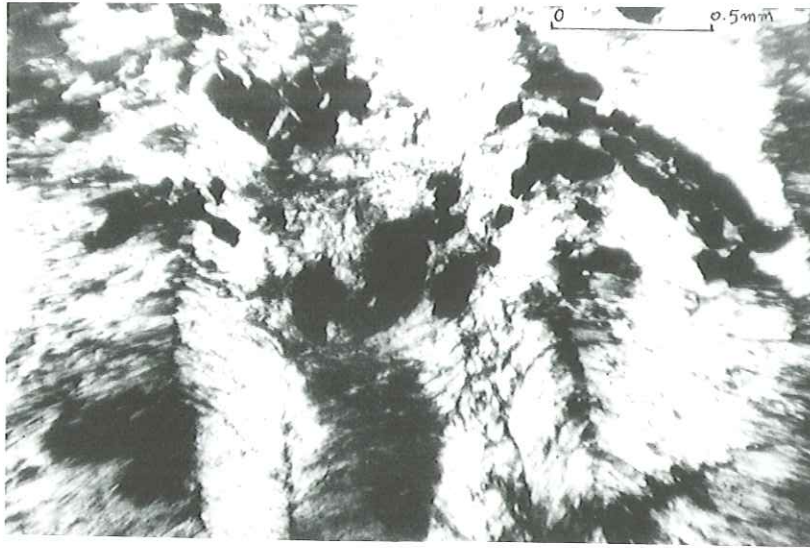


Figure 73 - Kink développé lors de la phase (m_3, d_1, s_3) reprenant la schistosité (s_2). Noter les chromites (chr) déformés pendant cette phase -

B-1-5 - Les faciès à actinote et talc

Dans les serpentinites schisteuses se présentent assez fréquemment, comme accidents minéralogiques dans une masse homogène, des roches uniquement composées de talc et d'actinote. Ces minéraux sont en gros cristaux (aiguilles d'actinote atteignant 10 cm de long), l'amphibole se présentant en gerbes cimentées par le talc.

Ce sont très certainement des ultrabasites transformées par la phase de recristallisation "m". En effet :

- ces accidents sont en petites masses passant progressivement à leur encaissant serpentiniteux banal et ils contiennent souvent des reliques de minéraux magmatiques comme la picotite ou la chromite (qui entraînent souvent la présence de muscovite chromifère) ;
- les actinotes sont souvent transformés à leur périphérie en glaucophane, lequel se retrouve aussi dans des filonnets à albite qui recoupent les masses actinotiques. Ces transformations sont en effet caractéristiques de la phase m_1, d_1 et elles sont par ailleurs plissées par la phase m_2, d_2 .

Talc et actinote sont parfois également transformés en Mg-chlorite. L'anthophyllite est rarement représentée.

B-1-6 - Trémolitites et actinotites

Elles se présentent de la même manière que les faciès précédents dans les serpentinites. Ce sont des roches exclusivement formées d'amphiboles avec une faible quantité de magnétite et de chromite, avec parfois de la muscovite chromifère (fuchsite ?) et quelques cristaux d'albite, de glaucophane, de sphène, de chlorite, de rutile, de calcite et de titanoclinohumite.

Il est difficile de dire à quoi correspond cette association. Cependant en se basant sur les observations suivantes :

- l'actinote et la trémolite sont plissées lors de la phase m_2, d_2 ;
- le rutile et l'actinote sont les premiers minéraux apparus ;
- le glaucophane et l'albite sont remplacés ou recoupés par d'autres minéraux ;
- la muscovite chromifère se développe autour des chromites primitives et après l'actinote,

il est possible de penser que ce type de roches porte la marque de la phase "m" (rutile et actinote cristallisent), de la phase $m_1 d_1$ (glaucophane, albite et peut-être sphène apparaissent) et de la phase $m_2 d_2$ (naissance de la muscovite, bien développée en général dans cette phase, elle est ici chromifère), et qu'elles dérivent d'ultrabasites étant donné leur encaissant auquel elles passent progressivement. La position de la titanoclinohumite n'est pas claire dans cette évolution. Il est possible qu'elle appartienne à la phase $m_2 d_2$.

B-1-7 - Les faciès à anthophyllite et talc

Ce sont des roches rares en inclusions dans les serpentinites. L'association qui est normalement instable se complète par de la chromite, de la chlorite et de la trémolite en faibles quantités.

Il est évident que dans ces faciès le talc dérive de l'anthophyllite, qui elle-même provient peut-être directement de la transformation des orthopyroxènes de l'ultrabasite originelle lors de la phase "m". Le talc pourrait alors correspondre à la phase $m_2 d_2$ et la chlorite en dériver ultérieurement. Mais ces relations chronologiques ne sont pas très nettes dans ces roches.

B-1-8 - Talc schistes

Composés uniquement de talc et de magnésite avec très peu de chlorite et de magnétite, ce sont des faciès qui dérivent sûrement d'ultrabasites suivant un processus banal, mais qu'il n'est pas possible de détailler par phases dans le cas présent.

B-1-9 - Chloritoschistes

Ils sont très comparables aux précédents et constitués essentiellement de Mg-chlorite et Fe-Mg-chlorite avec du talc et très peu de sphène, rutile, apatite, magnétite et limonites.

B-1-10 - Serpentinites à aragonite

Ce faciès est un cas particulier. A 5 km à l'Est de Mortejetu se rencontre au sein des serpentinites une énorme concentration d'aragonite. Ce minéral se présente sous forme de très beaux cristaux en rosettes où les individus peuvent atteindre 10 cm de long. Cette cristallisation est certainement postérieure à la serpentinitisation et probablement due à la phase $m_1 d_1$. Cela signifie que la serpentinitisation remonte à la phase "m". Ultérieurement l'aragonite est transformée en calcite lors de la phase $m_2 d_2$. Ce gisement est le meilleur de la région. De telles serpentinites à aragonite ont été décrites par COGULU (1967) dans la région de Mihaliççik (Turquie).

B-1-11 - Conclusion à l'étude pétrographique des roches ultrabasiques métamorphisées et faciès associés

* Paragenèses

Nous avons vu que les minéraux qui constituaient ces roches n'étaient pas apparus ensemble. La suite des événements qui ont permis leur cristallisation a été mentionnée sous la dénomination de "phases successives de métamorphisme". Les trois phases essentielles : m, $m_1 d_1$ et $m_2 d_2$ ont permis le développement de différentes paragenèses, fonctions du matériel affecté.

Si l'on résume les différents cas on a les paragenèses suivantes :

- Phase "m"

- a) rodingites : grossulaire + diopside + vésuvianite + Mg-chlorite,
- b) blocs riches en albite dans les serpentinites : anthophyllite,
- c) serpentinites : antigorite + lizardite + rutile + magnétite + pérovskite,
- d) faciès à actinote et talc : actinote + talc,
- e) trémolitites : trémolite + rutile,
- f) faciès à anthophyllite et talc : anthophyllite
- g) talcschistes et chloritoschistes : chlorite (?) + talc (?) + rutile.

- Phase $m_1 d_1$

Partout : glaucophane + albite + pectolite + aragonite + pyroxène sodique + analcime.

Dans les serpentinites : chrysotile surtout filonien.

Le sphène s'est peut-être formé durant cette phase à partir du rutile.

- Phase $m_2 d_2$

Développement de la schistosité (schistes à antigorite)

Partout : chlorite et muscovite chromifère + calcite + magnétite + talc + antigorite + titanoclinohumite ? + humite ?

Ultérieurement tous ces minéraux et leurs dispositions ont été déformés sans qu'il y ait de recristallisation contemporaine. C'est la phase $m_3 d_3$.

* Problème des rodingites

La teneur élevée de Ca O dans les rodingites est due, d'une part, à la composition riche en cet élément de la roche originelle qui était un "cumulat" à clinopyroxène et plagioclase, et d'autre part à un apport surtout important lors de la phase $m_2 d_2$.

La rodingitisation produit un départ de $Si O_2$.

La rodingitisation et la serpentinitisation sont deux phénomènes résultant d'un métamorphisme de la phase "m", mais l'un n'est pas la conséquence de l'autre.

B-2 - Les roches métamorphiques d'origine volcanique et /ou sédimentaire

Ainsi qu'il est indiqué plus haut ces roches constituent les faciès originels de la zone du "coloured melange", déposés dans ce secteur structural précis. Mais parmi eux certains ont des caractères nettement métamorphiques et d'autres sont moins nettement transformés. Nous les étudierons successivement bien qu'il n'y ait pas de coupure franche entre ces types de roches sur le terrain. Notre but est d'insister ici sur la chronologie des événements qui sont indiqués par les structures ou les déstabilisations et remplacements successifs des différents minéraux, afin de préparer à la discussion pétrologique qui suivra.

B-2-1 - Les faciès peu transformés

Ces roches appartiennent presque toutes au Crétacé supérieur et leurs caractères sédimentaires ou volcaniques sont toujours très nettement conservés. Cependant notre propos n'est pas de détailler ceux-ci mais de distinguer surtout leurs transformations métamorphiques.

a) - Roches à caractères sédimentaires

a-1) - Radiolarites (éch. du type SAB-219)

Ce sont des faciès intercalés dans les calcaires à Globotruncana. Ils sont recristallisés et parcourus par des filons à lawsonite et pyroxène sodique.

Les squelettes de radiolaires subsistent, mais sont souvent transformés en sphérules de quartz où la structure interne n'est pas toujours visible. Ces tests ou sphérules sont soudés par une matrice de silice cryptocristalline parsemée de fines particules argileuses ou ferrugineuses. Ces dernières ont recristallisé en hématite et magnétite.

Les filonnets sécants, essentiellement quartzeux, contiennent des cristaux idiomorphes de lawsonite en rosettes ou en gerbes à inclusions d'hématite. La lawsonite est très souvent transformée en calcite, ce qui indique une déstabilisation sous l'action de fluides riches en CO_2 .

Ce type de faciès a été décrit au Monte Cruzeau, Italie par KOEHN et VUAGNAT (1970).

a-2) - Calcaires à Globotruncana

Ces calcaires sont très souvent parcourus par des filonnets à aragonite et albite de basse température. Mais l'aragonite est également présente dans presque tous les calcaires à l'état de traces. Il est probable qu'elle ait été introduite dans la masse de la roche par voie filonienne, car presque toujours les filonnets forment un lacin très serré dans la roche. Cette transformation peut être extrêmement poussée de telle sorte que les tests de fossiles sont inclus en sorte de filigrane dans les cristaux d'aragonite où subsistent des résidus de calcite.

Beaucoup plus rarement (éch. SAB-119) des cristaux de glaucophane apparaissent dans ces calcaires sous forme de petits prismes de 0,2 mm de long englobant des cristaux de calcite. Dans le même temps se développent aussi quelques cristaux d'albite, d'épidote, de quartz et d'aragonite. Il ne fait donc aucun doute que ces minéraux que l'on attribue à la phase $m_1 d_1$ ont cristallisé après le Crétacé supérieur.

a-3) - Argilites rouges

Dans les faciès typiques du Crétacé supérieur, et particulièrement dans les radiolarites, existent des intercalations répétées de fins niveaux essentiellement composés de grenat. Les radiolarites voisines sont devenues des quartzites fins à hématite et magnétite et à filonnets à lawsonite (voir ci-dessus a-1). Il est probable que ces lits à grenat représentent les niveaux d'argilites rouges qui alternent classiquement avec les radiolarites du "coloured melange" lorsqu'il n'est pas métamorphique.

Les grenats de ces niveaux sont très fins, ils sont rouges et zonés et sont très riches en andradite ($a_0 = 12 \text{ \AA}$; n douteux, variant de 1,770 γ à 1,807 γ).

Ces faciès sont traversés par des filons où se rencontre de la pectolite. Ce minéral qui est caractéristique de la phase $m_1 d_1$ fixe donc la date d'apparition des filons et permet d'attribuer à la phase "m" la cristallisation de l'andradite dans les matériaux de composition convenable.

a-4) - Greywackes

Ces roches ne permettent pas une observation précise des cristallisations métamorphiques. Cependant la transformation des plagioclases en amas à pumpellyite + lawsonite + albite + aragonite, paraît significative.

Les greywackes sont généralement constitués par du quartz et des plagioclases et des fragments de roches diverses noyés dans une matrice chlorito-sériciteuse. Les débris de quartz sont encore assez anguleux et ils occupent avec les plagioclases 70 % du volume de la roche. Ces plagioclases sont surtout acides, mais il en existe dans des débris de roches gabbroïques qui atteignent le labrador-bytownite. Ils sont alors associés à du clinopyroxène.

Les débris de roches sont abondants. Ils sont de diverses catégories et on a pu retrouver des fragments de diabase, spilite, radiolarite, calcaires à Calpionelles, andésite et micaschistes.

Les minéraux lourds existent, mais ne sont pas fréquents. Ont pu être reconnus : picotite, chromite, grenat, ilménite, rutile, épidote, clinozoisite, zircon, tourmaline, sphène, augite.

Quelques débris de muscovite et de serpentines ont également été rencontrés en faible quantité.

Un grand nombre de ces éléments détritiques indiquent avec évidence que la source de ces matériaux était les roches de la zone de Sargaz-Abshur.

b) - Roches à caractères volcaniques

Dans ces roches le métamorphisme est pratiquement indécélable sur le terrain. Elles sont de trois types : les diabases, les laves à débit en coussins, les coulées banales.

b-1) - Diabases

Ce sont des faciès à structure ophitique ou intersertale, toujours bien conservée, même si la recristallisation est importante. Celle-ci est surtout sensible sur les baguettes de plagioclases souvent très longues (jusqu'à 1 cm) qui sont tellement remplacées par une association à pumpellyite + albite + épidote + lawsonite qu'il est impossible de déterminer leur teneur en anorthite. Il semble toutefois qu'il s'agissait de labrador. Tels qu'ils sont transformés ils sont également parfois enveloppés par une fine auréole de feldspath potassique. Ils sont en outre très souvent garnis d'une fine poussière de leucoxène.

Les clinopyroxènes sont du type augite diopsidique ou augite subcalcique. Ils s'altèrent d'abord en hornblende brune, puis en ouralite. Mais en outre ils sont remplacés par chlorite + pumpellyite + épidote + quartz qui se mêlent à l'ouralite.

L'ilménite est présente en cristaux squelettiques, altérés en sphène puis leucoxène. Magnétite et apatite existent en faible quantité.

Ces diabases sont traversées par des filons à albite + pumpellyite + chlorite (ripidolite) + quartz + calcite. Au contact de ces filons les plagioclases sont transformés en albite + pumpellyite + calcite + épidote + prehnite et très rarement lawsonite.

b-2) - Laves à débit en coussins

Plusieurs types de laves peuvent se présenter en coulées à pillow. Nous les étudierons toutes ensemble.

Leur structure est variolitique ou intersertale, parfois ophitique. L'aspect variolitique, visible sur le terrain, affecte en général seulement les bordures des pillows. Chaque variole est une sphérule de baguettes radiales de plagioclases très fins, très riches en albite (ils ne dépassent pas An 10). Ils sont saupoudrés de fins granules de leucoxène et de chlorite.

Ces plagioclases ne sont pas de composition primaire. Ces derniers existent en reliques et ils sont alors transformés en albite + calcite + clinozoisite. Très souvent cette transformation entraîne une albitisation totale qui est liée à des venues filoniennes où l'albite prédomine.

Les filonnets albitiques ne sont qu'une étape relativement ancienne à la recristallisation. En effet ils sont souvent plissés lors de la phase $m_2 d_2$ et les albites avoisinantes sont également tordues dans le même temps. Au cours de ce plissement, des fissures plans axiaux des plis, s'emplissent de calcite.

Très fréquemment les plagioclases primaires sont transformés à leur tour en lawsonite et pyroxène sodique riche en acmite. Mais cette transformation n'affecte pas la structure et les varioles sphéro-radiées sont conservées. Il est donc évident que ce phénomène se relie à une invasion générale par des fluides.

L'échantillon SAB-120 est très caractéristique à cet égard. On peut y observer dans le matériel d'un pillow les transformations successives suivantes, outre celles que nous venons de décrire :

- cristallisation filonienne : aragonite + albite de basse température + acmite + lawsonite. C'est la phase $m_1 d_1$;
- altération de l'aragonite en calcite : phase $m_2 d_2$.

Ainsi il est très net que les laves en coussins ont eu leurs plagioclases calciques albitisés, avec calcite + épidote corrélatives. C'est le stade initial, de spilitisation = phase "m".

Ultérieurement elles sont envahies par des filons, cheminements de solutions riches en Ca O, Na₂ O, Si O₂ et CO₂, qui permettent la transformation des éléments antérieurs en lawsonite + pyroxène sodique et aragonite : c'est la phase $m_1 d_1$.

Peu après ces filons sont plissés et les cristaux anciens tordus, en même temps que d'autres filons interviennent : phase $m_2 d_2$.

Ces éléments sont enrobés par une "pâte" hématito-chloriteuse où existent beaucoup plus sporadiquement que les plagioclases quelques autres cristaux. Les minéraux ferromagnésiens aux formes intactes sont presque absents. Cependant les faciès variolitiques peuvent comporter des olivines résiduelles. Ce sont des cristaux automorphes accumulés dans la lave initiale. Ils sont altérés en chlorite et serpentines et très souvent en pumpellyite. Leurs bordures sont en partie résorbées par la pâte. Ils contiennent fréquemment de petites inclusions idiomorphes de picotite. Les clinopyroxènes sont plus rares. Leur nature n'a pu être déterminée en raison de leur finesse et de leur altération en chlorite.

A côté de ces constituants on rencontre encore de fines paillettes de muscovite dans les filons et du quartz interstitiel dans la pâte. Il y a en outre de nombreuses vésicules, anciennes bulles de la lave, emplies de calcite, d'albite, de quartz et de calcédoine.

De temps en temps les grands coussins de ces coulées sont cimentés par de la calcite avec quelques cristaux de sphène et de chlorite.

b-3) - Laves en coulées banales

Ces coulées sont constituées par des faciès spilitiques associés à des brèches albitophyriques et des tufs.

Les spilites possèdent une structure intersertale où les espaces entre les baguettes de plagioclase sont occupés par des oxydes de fer, avec ilménite + leucoxène + olivine + clinopyroxène.

Les plagioclases ont parfois de grandes dimensions, ce qui donne à la roche un aspect porphyrique. Leurs transformations sont identiques à celles des coulées à pillow. Le clinopyroxène est remplacé par des chlorites + calcite + oxydes de fer. L'olivine est très rare et est transformée en calcite + chlorite. Le quartz est présent sous deux formes : l'un est interstitiel dans la pâte, l'autre est un produit d'altération des clinopyroxènes et des plagioclases. Une analyse chimique de ces spilites est donnée dans le tableau n° 36.

Tableau n° 36 - Analyse de spilite SAE-311 après correction pour $\text{CO}_3 \text{ Ca}$

		(51)	
Si O ₂	55.02	NORME C. I. P. W.	
Al ₂ O ₃	14.90		
Fe ₂ O ₃	9.34	Q	0.84
Fe O	0.73	Or	15.01
Mn O	0.23	Ab	19.25
Mg O	4.54	An	6.95
Ca O	2.37	Hy =	12.92
Na ₂ O	5.81	Mt	0.46
K ₂ O	2.55	Hm	8.96
Ti O ₂	0.17	Il	1.67
H ₂ O ⁺	2.33	Ap	0.33
H ₂ O ⁻	1.08	Total	96.39
Total	100.00		

Les faciès albitophyriques sont le plus souvent associés aux tufs et sont très rares. Ils sont constitués par des cristaux automorphes d'albite dans une matrice fluidale également composée d'albite. La structure est donc porphyrique et on y rencontre aussi des résidus de clinopyroxène et d'olivine.

Les tufs contiennent quant à eux des plagioclases fragmentés et complètement recristallisés en clinozoisite, épidote, chlorite et pumpellyite, ainsi que des clinopyroxènes transformés en amas de pumpellyite + chlorite + quartz. Des filons à albite et glaucophane recoupent ce type de roche.

c) - Conclusion à l'étude des roches peu transformées

Les roches du Crétacé supérieur qui sur le terrain n'apparaissent pas recristallisées, sont en fait nettement métamorphiques. En particulier la paragenèse typique de la phase $m_1 d_1$:

aragonite + lawsonite + pyroxène sodique + albite + glaucophane + pumpellyite
s'est très bien développée.

Cela permet de qualifier cette phase de métamorphisme : elle est de haute pression et relativement de basse température et de situer son âge : elle est postérieure au Crétacé supérieur.

Par ailleurs il y a peu de données montrant qu'un métamorphisme initial, statique, s'est produit. On peut cependant attribuer à cette phase "m" les couches siliceuses à andradite et la transformation des plagioclases basiques en albite, puisqu'ils sont repris par $m_1 d_1$. Ainsi la phase "m" doit également avoir touché le Crétacé supérieur.

La fin de l'évolution de ces roches peut être vue dans la déformation des minéraux précédents, le plissement des filons et la constitution de nouveaux filonnets sécants, surtout calcitiques, qui entraînent la déstabilisation de la lawsonite. Ce sont des phénomènes de la phase $m_2 d_2$.

B-2-2 - Les faciès nettement métamorphiques

Ces faciès ne sont aucunement séparés génétiquement des précédents et toutes les transitions existent entre tous ces faciès depuis des termes hautement transformés jusqu'aux roches du Crétacé supérieur intactes. Les distinctions proposées ici dans le but de faciliter l'exposé répondent en outre au fait que sur le terrain il n'y a aucune superposition normale d'une série métamorphique complète et que les transformations métamorphiques varient beaucoup dans les différentes écaillés qui composent la zone.

Dans les faciès immédiatement repérables comme métamorphiques nous adoptons une classification fondée sur la lithologie originelle et l'évolution métamorphique.

a) - Les faciès éclogitiques

On rassemble là des éclogites vraies, des éclogites à carinthine et des prasinites à grenat. Les paragenèses que l'on rencontre dans ces roches sont toujours complexes, car il y a toujours plusieurs déformations et recristallisations successives. Aussi a-t-on choisi de débiter par les faciès où les paragenèses initiales sont le mieux conservées, car les phases récentes sont absentes ou inapparentes.

a-1) - Eclogites - Echantillon type : SAE-63

Ce sont des roches rares dans la région sans doute en raison des nombreuses phases de recristallisation qui ont effacé les associations minérales types. Comme nous l'avons vu plus haut elles constituent des bandes diffuses dans les amphibolites. D'ailleurs ces faciès ne sont pas décelables comme éclogites sur le terrain.

Macroscopiquement ce sont des matériaux gris, denses, à grain moyen, sans orientation, à taches vert clair qui se révéleront être d'omphacite, ou rosées, qui seront déterminées comme de la clinozoisite. Ces roches sont parcourues par divers filonnets.

Au microscope la structure est granoblastique à porphyroblastique. Les minéraux ne sont pas orientés et l'omphacite se présente toujours en gerbes de fibres radiaires. La structure originelle et en particulier la relation entre grenat et omphacite est très perturbée par l'intense invasion filonienne avec laquelle la pumpellyite cristallise.

L'association minérale de cette roche est la suivante :
omphacite + grenat + clinozoisite + épidote + rutile + sphène + pumpellyite + lawsonite + albite + muscovite + calcite.

Les relations entre ces différents constituants s'établissent comme suit :

* omphacite

C'est une omphacite à 34,4 % de jadéite qui se présente en gerbes de cristaux englobant la clinozoisite et l'épidote dont la croissance est simultanée. Cette clinozoisite est en cristaux rectangulaires, ce qui indique peut-être une pseudomorphose d'anciens plagioclases. On n'a jamais rapporté que l'omphacite s'altère en clinozoisite (voir fig. 74).

Des filonnets à pumpellyite traversent l'omphacite et la clinozoisite. Cela atteste la postériorité de la pumpellyite qui altère d'ailleurs le pyroxène et déstabilise aussi la clinozoisite (fig. 1, planche 16).

* Grenat

Ce sont des minéraux très rares, car ils sont extrêmement transformés en pumpellyite et clinozoisite. Un tri a pu cependant être effectué afin de mesurer ses caractéristiques qui sont les suivantes :

$$a_0 = 11,80 \text{ \AA} ; n = 1,765.$$

Ces chiffres correspondent selon WINCHELL (1958) à un grenat de composition suivante :

andradite :	12
almandin :	10
pyrope :	14
grossulaire :	64

Cette richesse en grossulaire est également notable par la faible anisotropie de ce grenat. La cristallisation du grenat est contemporaine de celle de l'omphacite (les deux minéraux s'interpénètrent mutuellement : voir figure 75), et de la clinozoisite. Cependant cette dernière altère aussi le grenat. Il y a donc deux générations de clinozoisite, la deuxième correspondant peut-être à la phase $m_2 d_2$.

Comme en ce qui concerne l'omphacite, la pumpellyite et la calcite remplacent le grenat et le recourent en filonnets.

* Rutile et sphène

Le rutile est mal représenté, car il est transformé en sphène et il n'a pu être retrouvé qu'au cours des séparations sur matériel broyé. Le sphène est au contraire fréquent et il contient des inclusions disposées en rubans qui permettent de voir que ce minéral a été déformé.

* Lawsonite, albite, pumpellyite

Ces minéraux se trouvent dans des filons recoupant les cristaux plus anciens ou en altération de ceux-ci. Ils correspondent à la phase d'invasion par les fluides $m_1 d_1$ (fig. 1, planche 16).

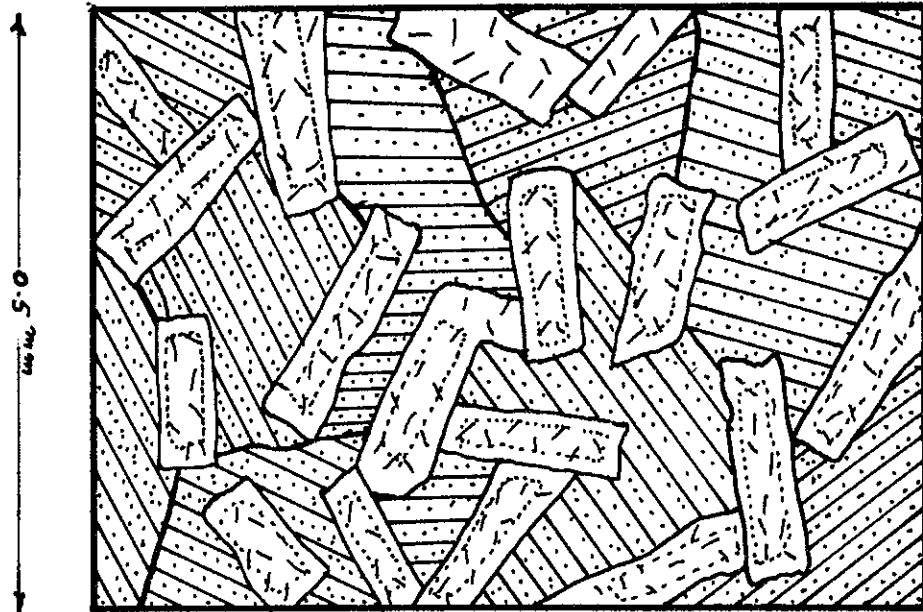


Figure 74 - Croissance simultanée de clinozoisite et d'omphacite -

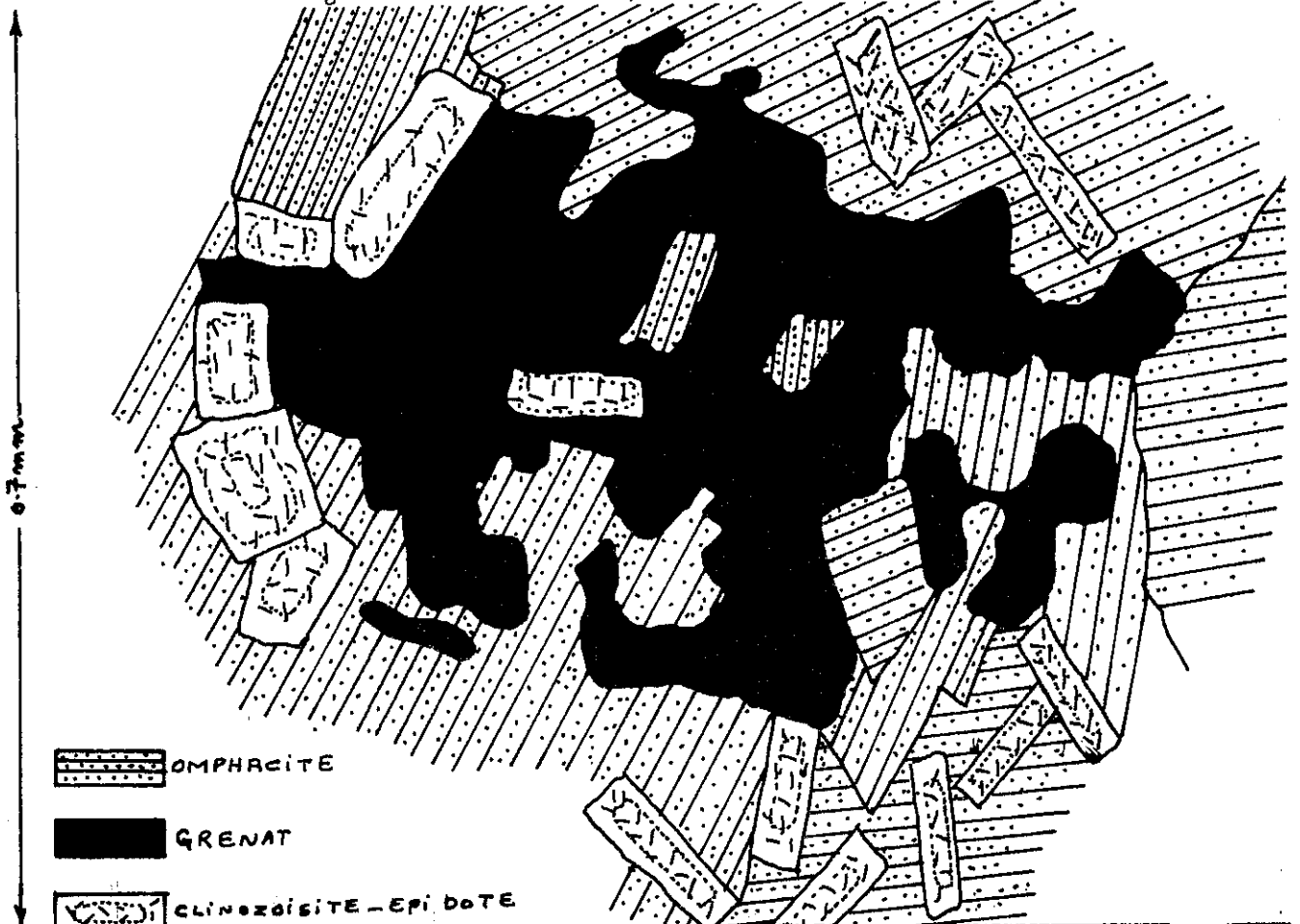


Figure 75 - Croissance simultanée du grenat et de l'omphacite -

■ Muscovite - calcite

Dans ce type de faciès la muscovite est sûrement postérieure à l'omphacite, au grenat, à la clinozoisite et au sphène, mais elle ne peut être reliée à une phase déterminée de recristallisation. Nous verrons plus loin qu'elle date, la plupart du temps, de la phase $m_2 d_2$. Ici elle se rencontre dans des filonnets calciques recoupant ceux à pumpellyite, ce qui paraît correspondre donc à une phase postérieure à $m_1 d_1$ pour la calcite et la muscovite. Cependant dans cette roche les plissements qui caractérisent la phase $m_2 d_2$ sont peu nets : il s'agit peut-être des torsions qui affectent l'omphacite, le sphène et la pumpellyite.

En ce qui concerne les caractères chimiques de cette roche, on ne dispose que d'une analyse dont les résultats sont donnés dans le tableau n° 37.

Tableau n° 37 - Aspect chimique de l'éclogite

(52)			
Oxydes	Poids %	Norme C. I. P. W.	
Si O ₂	42,20	Or	0,55
Al ₂ O ₃	20,15	Ab	21,48
Fe ₂ O ₃	5,95	Ne	0,28
Fe O	1,55	An	42,81
Mn O	0,20	Si O ₄ Ca ₂	17,20
Mg O	3,30	Ol	5,74
Ca O	20,00	Mt	3,25
Na ₂ O	2,60	Hm	3,84
K ₂ O	0,15		
Ti O ₂	0,80		
P ₂ O ₅	0,20	Il	1,52
H ₂ O ⁺	3,00		
H ₂ O ⁻	----	AP	0,33
Total	100,10	Total	97,00

Paragenèse : omphacite + grenat + rutile + clinozoisite + sphène + pumpellyite + lawsonite + muscovite + calcite + albite.

On constate que c'est une roche déficitaire en Si O₂ et très riche en Ca O. Mais celle-ci est peut-être due aux nombreux filonnets à pumpellyite. Il est possible aussi que dans la transformation de l'omphacite en pumpellyite, il y ait libération de Si O₂ ce qui expliquerait le déficit siliceux.

Certains gros filons recoupant ces éclogites comportent l'association minérale suivante : pumpellyite + albite + pyroxène sodique + aragonite + muscovite + chlorite + sphène + minéraux opaques.

Une particularité de cette roche est de montrer une très belle transformation de l'aragonite en calcite (voir fig. 2, planche 16). Le filon appartient à la génération à pumpellyite de la phase $m_1 d_1$. La transformation en calcite est à attribuer à la phase $m_2 d_2$.

a-2) - Éclogites à biotite - échantillon type : SAB-111

Ce faciès est extrêmement rare. Il n'a été rencontré que dans le Kuh-e-Ashin au sein des roches basiques, sous forme de lentilles isolées. Macroscopiquement c'est une roche riche en grenat, très dense, noire, à surface rugueuse en raison des grenats qui restent en relief. Au microscope elle montre une structure porphyroblastique à gros cristaux de grenats sur un fond composé de biotite, de 20 % d'épidote, clinozoisite, sphène et chlorite.

* Grenats

Au cours de leur tri et de leur purification aux fins d'analyse, on a constaté la présence de deux types de grenats. D'ailleurs une étude microscopique attentive le confirme, car les indices des deux grenats ne sont pas identiques. En général le grenat avec $a_o = 11,61$ et $n_o = 1,785$, qui selon WINCHELL est riche en spessartine, est englobé par celui qui a un indice moindre ($a_o = 11,72$, $n_o = 1,766$) et qui est plus riche en grossulaire.

grenat du cœur	grenat de la périphérie
$a_o = 11,61$	$a_o = 11,72$
$n_o = 1,785$	$n_o = 1,766$
d'où selon WINCHELL (1958)	
spessartine : 52	spessartine : 16
andradite : 2	andradite : 9
pyrope : 18	pyrope : 19
almandin : 19	almandin : 12
grossulaire : 9	grossulaire : 44

Un test pour Mn a d'ailleurs permis de vérifier la richesse en spessartine du grenat médullaire. La figure 76 montre ce phénomène. Nous discuterons plus loin de cette transformation.

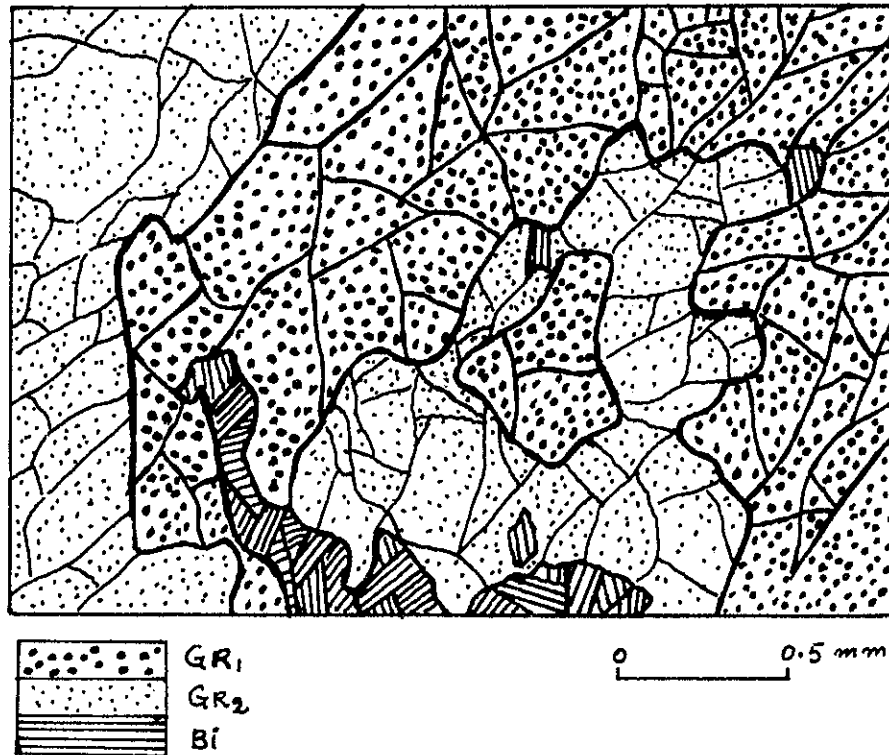


Figure 76 - Structure du grenat dans l'éclogite à biotite

Gr₁ : grenat ancien avec $a = 11,61$; $n = 1,785$ et Gr₂ (grenat postérieur à Gr₁, avec $a = 11,72$; $n = 1,766$). Noter la croissance simultanée de la biotite (bi) avec Gr₂.

✕ Biotite

La roche contient environ 65 % de biotite. Ce mica déstabilise et recoupe les grenats et est lui-même altéré en chlorite. Il est impossible de préciser à quelle phase de recristallisation il appartient.

✕ Clinozoïsite

C'est un minéral stable avec la biotite et de fait il semble bien qu'il dérive parfois du grenat.

Par ailleurs on rencontre aussi de la calcite et de la dolomite qui tendent à remplacer les grenats, et du sphène en assez grande quantité.

Au point de vue chimique (voir analyse tableau n° 38) cette roche est assez aberrante. La forte teneur en K_2O , que traduit la richesse en biotite, est en particulier énigmatique et reste en question.

Tableau n° 38 - Analyse chimique de l'éclogite à biotite

(53)	
Oxydes	Poids %
Si O ₂	35.01
Al ₂ O ₃	19.30
Fe ₂ O ₃	5.98
Fe O	11.68
Mn O	0.56
Mg O	6.49
Ca O	10.95
Na ₂ O	0.15
K ₂ O	4.54
Ti O ₂	1.94
P ₂ O ₅	0.30
CO ₂	1.62
H ₂ O ⁺	1.78
H ₂ O ⁻	n. d.
Total	100.30

Paragenèse : grenat + biotite + sphène + clinozoïsite + chlorite + calcite.

Note: calcul de la norme était ici impossible et ne peut correspondre en fait à aucune logique.

a-3) - Amphibolites à grenat et prasinites

Sont regroupées ici les éclogites à carinthine, les prasinites éclogitiques et les prasinites. Elles sont étudiées ensemble, car toutes tirent leur origine de roches basaltiques de composition tholéiitique et ont subi la même suite d'événements métamorphiques mais de façon plus ou moins poussée. Ainsi leurs différences correspondent-elles au degré d'achèvement des réactions ultimes dans le faciès des Schistes verts (phase $m_2 d_2$).

Macroscopiquement ce sont des roches vert sombre ou vert clair à porphyroblastes de grenat et d'albite (prasinites) qui montrent une foliation assez nette.

Microscopiquement la structure est porphyroblastique dans les amphibolites à grenat, ocellaire (fig. 3, planche 17) (cristaux grossiers d'albite) dans les prasinites. Des structures différentes qui sont dues à différentes phases de déformation et de métamorphisme peuvent se présenter : elles seront examinées dans chaque cas en fonction des paragenèses rencontrées.

PLANCHE 16

Figure 1 - Filonet de pumpellyite (Pum) recoupant l'association minéralogique à omphacite + clinozoïsite (o + c) de l'éclogite -
L. N.

Figure 2 - Aragonite (Ar) dans un filonet recoupant l'éclogite. Noter sa transformation en calcite (Ca) en périphérie -
L. N.

Figure 3 - Croissance simultanée de rutile (Rt) et de clinozoïsite (Cli) dans une amphibolite à grenat. Noter la transformation du rutile en sphène (Sp) -
L. N.

Figure 4 - Disposition des inclusions (sphène + épidote + hématite) en bandes parallèles dans l'amphibole d'une amphibolite à grenat. La lame mince est coupée perpendiculairement à la stratification.
L. N.

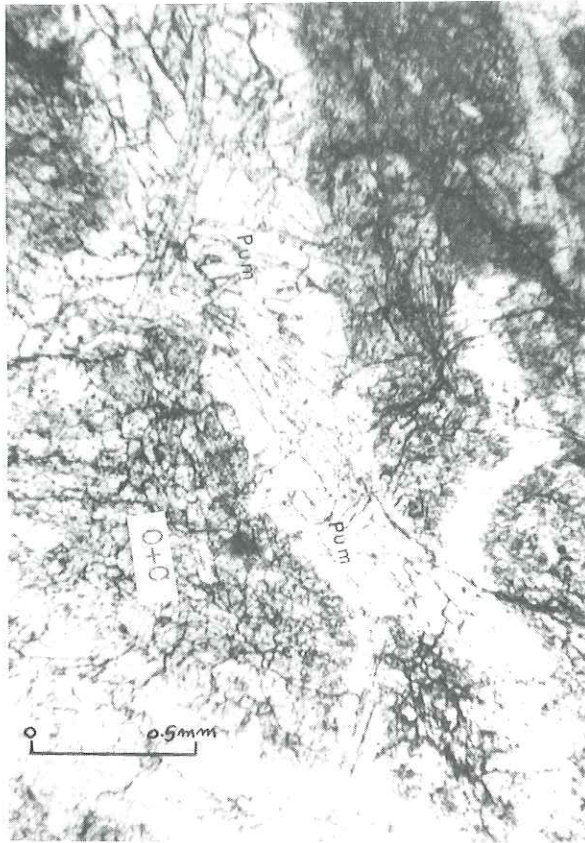


Figure 1

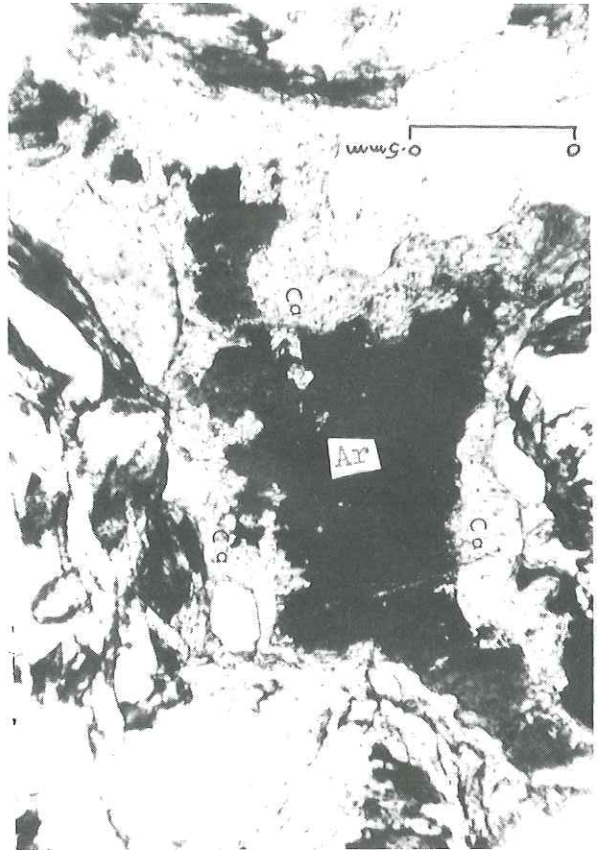


Figure 2



Figure 3

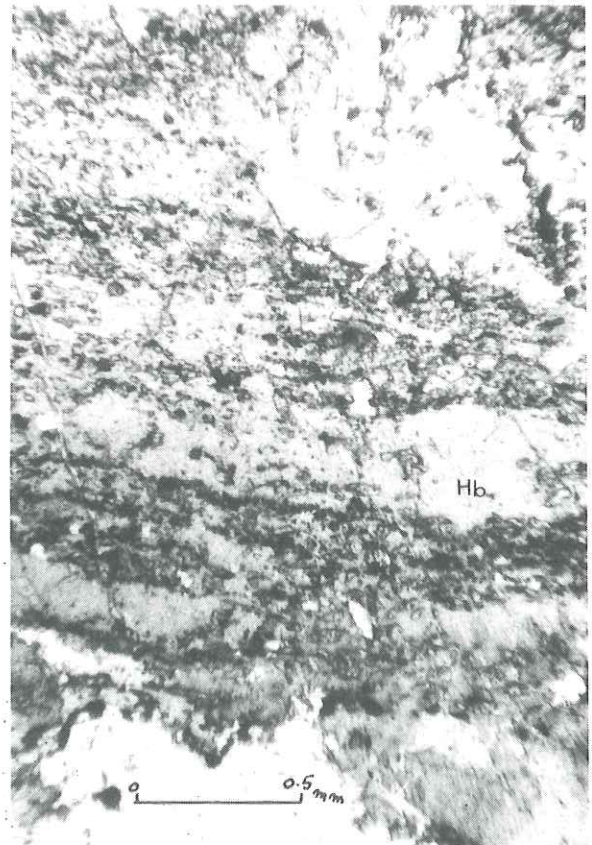


Figure 4

Les associations minérales sont compliquées ; elles comportent :
grenat + carinthine + rutile + actinote + glaucophane + muscovite + chlorite + sphène + albite + épidote + clinozoisite + calcite + dolomite + aragonite + pumpellyite + magnétite + limonites + apatite + quartz.

Afin de comprendre cette association bizarre dans des roches dont le chimisme originel est tout à fait identique (voir plus loin) on a tenté de distinguer quels étaient les minéraux les premiers formés. Ceux-ci sont :

grenat + carinthine + rutile + épidote + clinozoisite.

Cette paragenèse n'était pas orientée à l'origine, mais une foliation s'est surimposée et une orientation préférentielle a été acquise tardivement au cours de déformations qui se sont accompagnées de transformations minéralogiques.

Certaines de ces roches ont subi de façon moindre ces réarrangements des phases récentes et les métamorphismes consécutifs ont été d'influence négligeable. L'amphibolite à grenat (éch. ESF-71) en est un exemple. Cet échantillon est essentiellement composé de grenat + carinthine + rutile, avec très peu de sphène, de clinozoisite, de muscovite et de chlorite. D'ailleurs il existe presque dans toutes les roches de cette catégorie des noyaux résistants qui possèdent cette paragenèse et dans la plupart des cas, même lorsque les réactions récentes sont très accusées, il en subsiste des reliques. Dans les prasinites toutefois le grenat a complètement disparu.

Afin de comprendre cette évolution nous utiliserons donc cette paragenèse de base à partir de laquelle les autres minéraux se sont développés.

* Grenat

Les grenats extraits et triés ont donné les caractéristiques suivantes :

Ech. ESF-71 : $a_0 = 11,63 \text{ \AA}$; $n = 1,788$, ce qui d'après WINCHELL correspond à un grenat sp. 39, an 7, alm. 22, gross. : 10, pyr. 22. Un test pour Mn confirme sa richesse en spessartine.

Comme dans les éclogites à biotite les grenats sont plus riches en spessartine au cœur qu'à la périphérie. Ils se transforment en : épidote + chlorite + calcite + albite + muscovite + actinote.

Cette transformation n'est pas toujours idéale, c'est-à-dire qu'il n'y a pas toujours cette série de minéraux complète, qui croît aux dépens du grenat. En particulier la déstabilisation donne selon les échantillons soit de la chlorite, soit de la muscovite, soit encore actinote + albite.

Cette albitisation est intéressante car elle existe à différents stades de l'évolution. Le métamorphisme de la phase m_1 est marqué sur les faciès à grenat + carinthine par une transformation de celle-ci en actinote + chlorite + albite. L'albite ainsi développée tend à corroder les bordures des grenats qui prennent une structure maillée périphérique. Le stade plus avancé voit une fissuration plus complète du grenat qui est ainsi envahi par l'albite. Corrélativement actinote + chlorite + épidote se développent jusqu'à un remplacement complet du grenat par l'albite. On passe ainsi aux faciès ocellaires à albite des prasinites, selon la réaction :

carinthine + grenat + rutile \longrightarrow actinote + albite + chlorite + épidote + sphène.

Les figures (fig. 1 - 2 - 3, planche 17) présentent des stades de cette évolution. Un autre type est le remplacement du grenat par la muscovite, mais l'albitisation est le phénomène le plus fréquent (fig. 77).

* Amphibole

Nous avons vu qu'il s'agit de carinthine. C'est un minéral qui s'est largement développé lors du métamorphisme initial (phase "m"). Lorsque la cristallisation de la carinthine a lieu dans un matériel tuffacé (où subsiste un rubanement sédimentaire et des granoclasses), les cristaux se disposent parallèlement aux plans de stratification. Cela se remarque grâce aux fines inclusions d'épidote + clinozoisite + sphène qui sont alignées à l'intérieur de la carinthine selon ce plan (voir fig. 4, planche 16). Ce fait souligne que la cristallisation de la carinthine s'est produite sans déformation de la stratification et indique les conditions statiques de la phase "m".

Très souvent la carinthine est transformée sur ses bordures en glaucophane (s.l.). Dans certains cas la transformation se poursuit par cristallisation d'actinote aux dépens du glaucophane, ou directement à partir de la carinthine, fig. 78. Celle-ci est d'ailleurs fréquemment recoupée par des aiguilles d'actinote. Il est donc possible d'établir la suite des recristallisations suivantes :

carinthine (phase m) \longrightarrow glaucophane (phase m_1) \longrightarrow actinote (phase m_2)

PLANCHE 17

Figure 1 - Structure d'amphibolite à grenat, une hornblende ancienne (Hb) est déstabilisée en chlorite (Chl), épidote (Epi) et albite, le Na ainsi mobilisé s'est dirigé vers le grenat (Gr) sous forme d'albite et celle-ci le remplace.

L. N.

Figure 2 - Grand porphyroblaste de grenat (Gr) remplacé par de l'albite (Ab). Noter la structure maillée du grenat.

L. N.

Figure 3 - Structure des prasinites contenant des ocelles d'albite (Ab)

L. N.

Figure 4 - Grandes plages de mica blanc (Mb) reprenant l'amphibole ancienne (Hb). Noter l'inclusion de Hb dans Mb.

L. N.

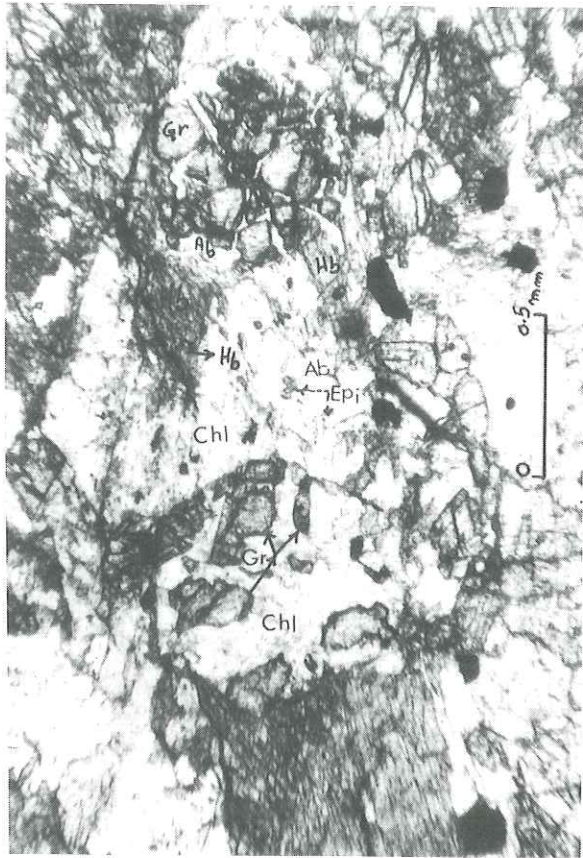


Figure 1

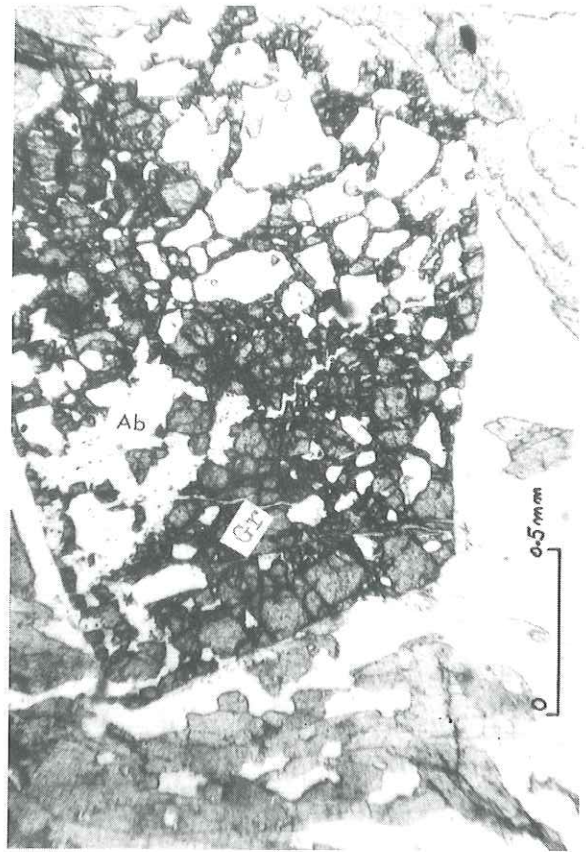


Figure 2

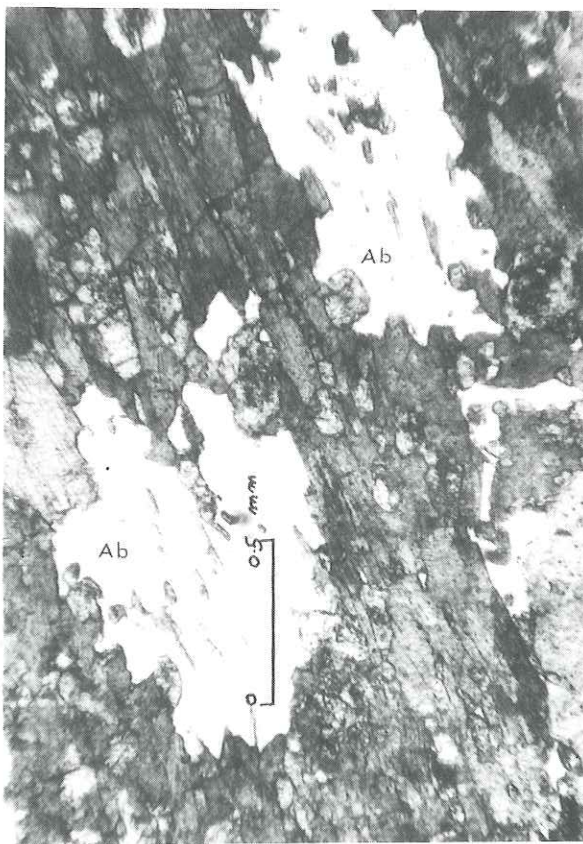


Figure 3

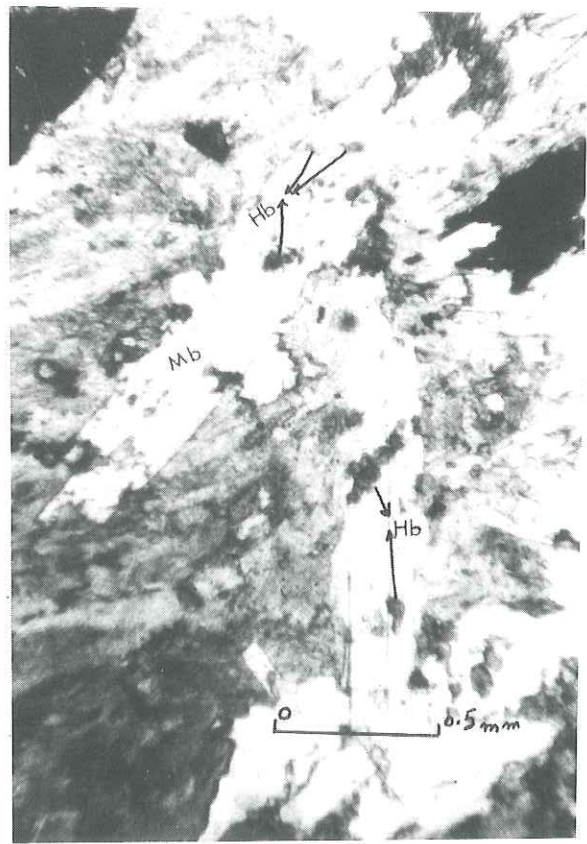


Figure 4

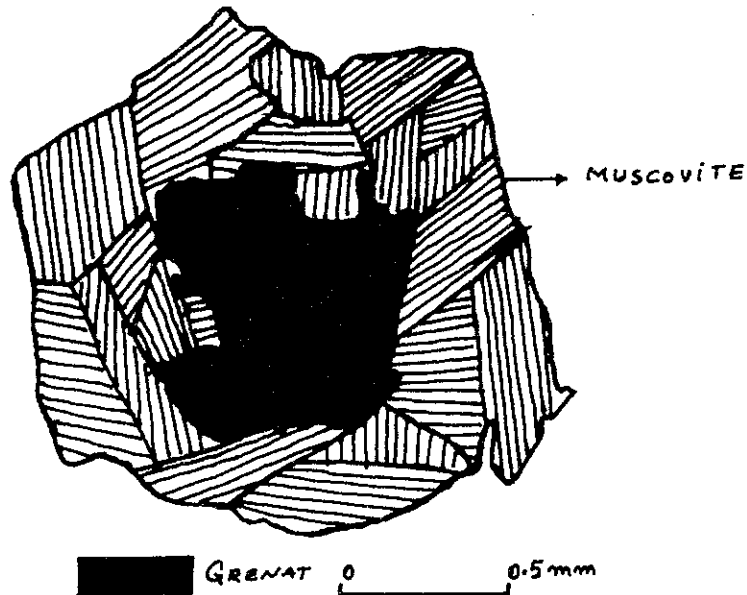


Figure 77 - Muscovitisation du grenat dans une amphibolite à grenat -
Mu = muscovite ; gr = grenat .

Il faut souligner que chaque fois qu'il y a transformation de carinthine en glaucophane, il y a dans la même roche présence d'aragonite.

Très fréquemment la carinthine est déstabilisée en une association à albite + chlorite + épidote.

Un élément comme Na, ici représenté dans l'albite, mobilisé lors de cette transformation, semble pouvoir être fixé sur les grenats, et même aller jusqu'à les remplacer. Ce phénomène, très répandu dans ce type de roche, amène à la formation de grands ocelles d'albite, au milieu desquels subsistent très souvent des résidus de grenat. Si le remplacement, la pseudomorphose est totale la roche prend un aspect prasinitique.

C'est ce même Na mobilisé qui est la cause de la glaucophanisation de ces mêmes amphiboles, par une recombinaison des éléments dans de nouvelles conditions de pression et de température.

Ces phénomènes sont illustrés par la planche 17, figures 1, 2 et 3.

* Rutile

Ce minéral est une constante dans toutes ces roches, mais il est fréquemment transformé en sphène probablement contemporain de la phase "m" (voir fig. 3, planche 16).

* Epidote, clinozoisite

Ces minéraux appartiennent à deux générations. La première est contemporaine de la carinthine, du grenat et du rutile, la seconde marque le remplacement du grenat dans le faciès Schistes verts (phase m_2).

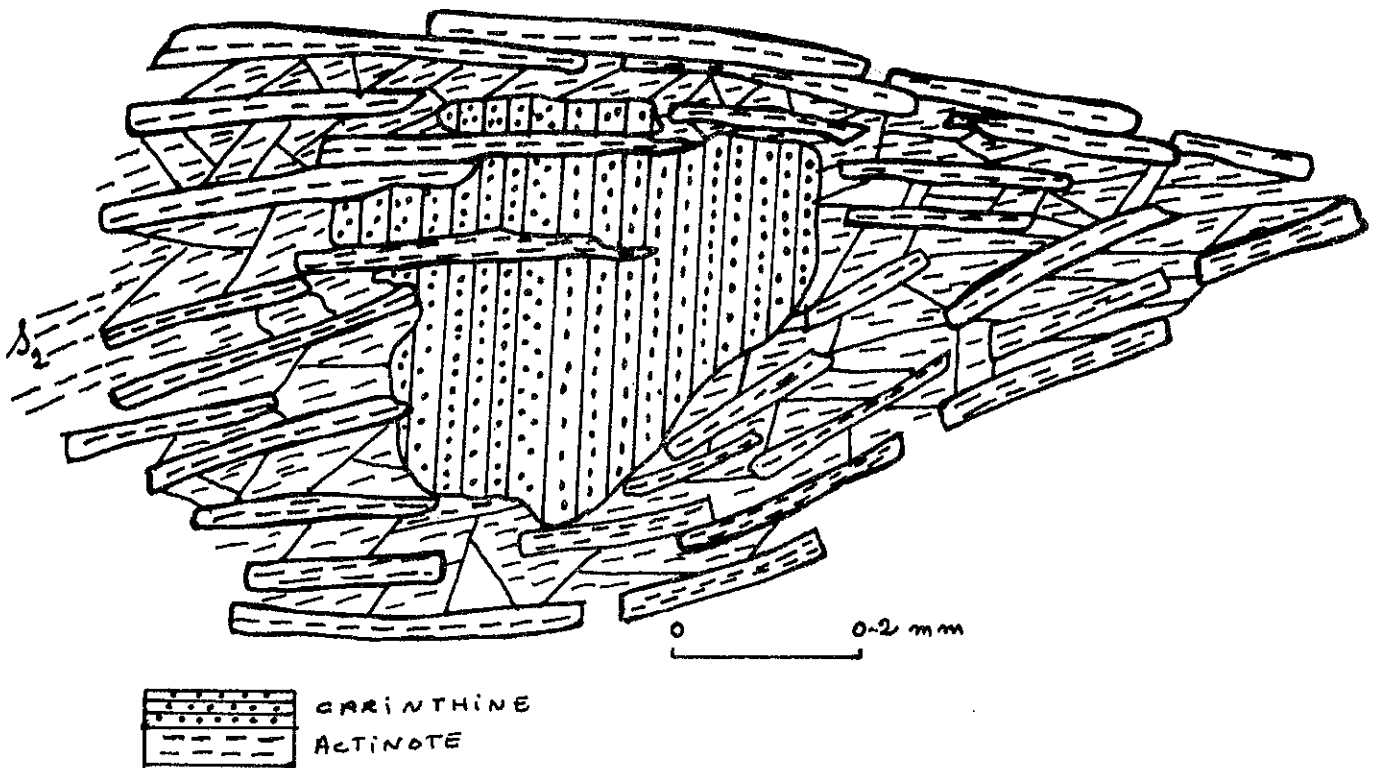


Figure 78 - Carinthine (Hb) ancienne recoupée par de l'actinote (Ac) synschisteuse (s_2)

* Muscovite, chlorite

Le mica est sûrement postérieur à la carinthine et au glaucophane. En effet ses paillettes recoupent souvent les deux amphiboles (voir fig. 4, planche 17). Cela est également valable pour la chlorite. Ces deux phyllites sont ensuite replissées en kinks ($m_3 d_3$). D'ailleurs lorsque la phase $m_2 d_2$ est nette et qu'il existe un bon clivage schisteux, c'est dans ce plan que ces phyllites s'organisent en coexistence stable avec l'actinote.

* Calcite, aragonite, dolomite

Ces carbonates sont présents dans des filonnets ou en remplacement du grenat. L'aragonite est plus rare et souvent transformée en calcite.

* Pumpellyite

C'est un minéral des filons de la phase $m_1 d_1$.

* Apatite, magnétite et limonites

Ils sont présents comme accessoires.

Les caractères chimiques de ce groupe de roches ont pu être précisés à l'aide de cinq analyses dont les résultats sont rassemblés dans le tableau n° 39.

Tableau n° 39 - Analyses chimiques et normes des éclogites à carinthine, prasinites et prasinites éclogitiques

oxyde / roche	54	55	56	57	58
Si O ₂	46.69	42.40	48.40	46.78	49.09
Al ₂ O ₃	17.71	13.25	14.40	15.43	11.48
Fe ₂ O ₃	1.34	4.65	6.15	3.20	3.95
Fe O	10.46	9.90	6.80	8.47	7.03
Mn O	0.19	0.60	0.25	0.14	0.23
Mg O	7.69	9.35	6.50	8.53	10.04
Ca O	7.35	11.75	9.50	8.91	6.06
Na ₂ O	2.95	2.05	4.15	3.74	4.08
K ₂ O	0.77	0.20	0.20	0.96	0.43
Ti O ₂	1.65	3.15	1.15	0.98	0.64
P ₂ O ₅	0.33	0.35	0.20	0.31	0.23
CO ₂	1.20	---	---	1.05	4.29
H ₂ O ⁺	1.87	1.65	1.70	1.28	2.91
H ₂ O ⁻	0.04	0.05	0.05	0.06	0.09
Total	100.24	99.35	99.45	99.84	100.53
NORMES C. ' . P. W.					
Q	---	---	---	---	3.84
Or	5.00	0.55	1.11	6.12	2.22
Le	---	0.43	---	---	---
Ab	24.63	17.29	35.11	27.51	34.58
Ne	---	---	---	2.13	---
An	27.24	26.41	20.02	22.40	1.95
Cor	2.04	---	---	---	3.67
Ca	2.70	---	---	2.40	9.80
Di	---	23.08	21.16	11.03	---
Hy	20.21	---	---	---	34.21
Ol	10.87	16.08	8.47	20.01	---
Mt	1.86	6.73	8.82	4.64	5.57
Il	3.04	5.93	2.43	1.98	1.22
Ap	0.67	1.34	0.33	0.67	0.33
Total	98.26	97.84	97.45	98.73	97.29

Paragenèse :

- (54) carinthine + grenat + rutile + sphène + muscovite + albite + quartz + chlorite + épidote + clinozoïsite + calcite + pumpellyite ;
- (55) la même que (54) ;
- (56) actinote + albite + chlorite + épidote + rutile + carinthine + glaucophane + sphène + calcite + aragonite + quartz ;
- (57) carinthine + actinote + albite + rutile + muscovite + clinozoïsite + épidote + sphène + chlorite + quartz ;
- (58) même paragenèse que (57).

Ces résultats peuvent aisément s'interpréter. L'échantillon SAB-99 (analyse 54) qui semble le moins transformé par les métamorphismes correspond à une tholéiite à olivine, l'échantillon ESF-47 (analyse 58) à une tholéiite et l'échantillon SAE-79 (analyse 57) à un basalte alcalin à néphéline normative, tous termes pris dans les acceptions de YODER et TILLEY (1962). Il est cependant difficile de parler d'origines différentes pour chacune de ces roches qui ont subi des transformations minéralogiques au cours des phases successives de recristallisation plus ou moins poussée. Nous savons par ailleurs que l'essentiel de l'activité magmatique de la région est de type tholéiitique, en outre la plupart des dykes qui recoupent la zone du "coloured mélange" ou celle de Sargaz-Abshur sont également à affinités tholéiitiques. Dans l'état actuel des connaissances sur la région aucun basalte alcalin n'a pu être recensé. Aussi pouvons-nous considérer que l'échantillon le moins transformé (SAB-99, analyse 54) est le plus représentatif et que les faciès étudiés ici étaient tous à l'origine de type tholéiitique ou à la rigueur des tholéiites à olivine.

a-4) - Conclusion à l'étude pétrographique des faciès éclogitiques

L'étude pétrographique des éclogites conduit à penser, grâce à l'examen des déformations, des injections filoniennes et des transformations minéralogiques successives, que les différentes phases de cristallisation se sont déroulées selon le schéma suivant :

- phase "m"

cristallisation dans des conditions statiques de la paragenèse :

omphacite et/ou carintine + grenat + rutile + épidote + clinozoisite.

La disposition des cristaux d'omphacite en gerbes ou autres dispositions radiaires et l'arrangement des inclusions parallèlement à l'ancien litage dans les cristaux de carinthine, témoignent des conditions statiques de cette phase.

- phase m_1-d_1 :

développement des "faciès à glaucophane", avec la paragenèse suivante :

albite + lawsonite + pyroxène sodique + pumpellyite + aragonite + glaucophane + sphène (?).

Cette recristallisation est incomplète et assez limitée dans les roches à faciès éclogitiques. Mais le développement de glaucophane aux dépens de la carinthine et la cristallisation de lawsonite + albite + pumpellyite dans des filons, indiquent une montée de la pression des fluides au cours de cette phase pendant laquelle les déformations sont surtout des fissurations où s'établissent les cristallisations filoniennes.

- phase m_2-d_2 : développement du faciès Schistes verts

Cette phase de recristallisation se produit au cours de déformations menant à la création d'une schistosité. C'est dans les plans de celle-ci que se développe la paragenèse suivante :

actinote + muscovite + chlorite + albite + épidote + calcite.

Ces minéraux reprennent les cristallisations antérieures qui subsistent en reliques comme par exemple la carinthine sans orientation préférentielle au sein de l'actinote orientée selon la schistosité.

Ainsi le schéma évolutif des faciès peut s'établir comme suit :

éclogite et/ou éclogite à carinthine → éclogites à glaucophane → prasinites à grenat (ou éclogitique)
prasinites à albite seule.

Toutes ces roches étaient avant la phase "m" des basaltes à affinités tholéiitiques.

Remarque :

Dans son étude des amphibolites à grenat de Panoche Pass en Californie, O.D. HERMES (1973) arrive à des conclusions semblables. Soulignons qu'il démontre la reprise des paragenèses initiales du faciès amphibolite à épidote par celles qui sont caractéristiques des "blueschists" de haute pression.

b) - Les faciès rouges siliceux et argilitiques rubanés

b-1) - Métacherts rubanés et méta-argilites rouges

Les faciès siliceux rubanés sont des cherts dont nous avons vu l'aspect finement stratifié dans les zones peu transformées. Ce sont à l'origine des dépôts chimiques ou biochimiques à niveaux alternativement riches ou dépourvus en matériaux argileux ou ferrugineux (hématite) qui correspondent sans doute à d'anciennes radiolarites. Ce sont donc des "banded metacherts", si l'on condense, avec le sens défini plus haut et en y ajoutant le préfixe indiquant qu'il y a eu métamorphisme, les expressions de CAROZZI (1960, p. 304-310) et de COLEMAN (1963).

Macroscopiquement ce sont des roches à grain fin, rubanées, à alternance de niveaux roses et blancs selon la richesse relative en grenat ou en quartz. Parfois ces couleurs sont vertes ou bleues, ce qui reflète la présence de glaucophane ou d'épidote. Dans quelques cas il y en a en plus des lentilles noires qui sont riches en magnétite et hématite.

Les argilites rouges sont moins fréquentes. Ce sont des roches denses, riches en magnétite se présentant en lentilles sur un fond quartzéux, avec des cristaux dispersés de glaucophane ou/et de stilpnomélane. Ces niveaux alternent avec les métacherts et participent ainsi à l'aspect rubané de l'ensemble.

Cette association est tout à fait comparable à celle des radiolarites et argilites rouges non ou peu métamorphiques, courante dans les niveaux crétacés du "coloured mélange" (voir ci-dessus).

Microscopiquement les niveaux riches en quartz montrent une structure en mosaïque dessinée par le quartz en cristaux dentelés ou engrenés. Lorsqu'il n'y a pas de rubanement une structure granoblastique domine, les gros cristaux étant représentés par la crossite ou la hornblende verte.

Jamais dans les roches non rubanées les amphiboles ne sont orientées. Cependant dans les plissements postérieurs à leur cristallisation (phase $m_2 d_2$), elles ont été plissées et mécaniquement orientées. Dans les roches rubanées, les amphiboles, et surtout le glaucophane, matérialisent les alternances minéralogiques. Il y a donc une orientation, mais elle semble surtout conditionnée par le facteur chimique du niveau dont la composition a permis la cristallisation du glaucophane (planche 18, figure 1).

L'association minéralogique cumulée des métacherts rubanés et des argilites est la suivante : quartz + crossite + hornblende verte + grenat + épidote + magnétite + hématite + stilpnomélane + chlorite + albite + calcite + aragonite + muscovite + sphène + dolomite + sidérite + rutile + biotite + limonites.

Ces séries qui correspondent à une cinquantaine de types différents de roches sont difficiles à situer dans les phases de recristallisations successives. Seules quelques séquences sont sûres. Ce sont les suivantes :

* hornblende - (crossite) - chlorite

Dans toutes les roches la hornblende précède la crossite et la transformation en cette dernière est souvent tellement poussée que la distinction des amphiboles anciennes est pratiquement impossible.

Cependant l'aspect des plages amphiboliques indique qu'il ne s'agit pas d'une zonation et que la crossite se développe aux dépens d'une hornblende préexistante. En effet dans la hornblende les plages de crossite ont une répartition quelconque et se trouvent souvent en taches irrégulières sur les bordures de la hornblende ancienne (fig. 2, planche 18 et fig. 79). Par ailleurs il arrive souvent que le glaucophane se développe dans les plans de déformations, les cassures ou les clivages de l'amphibole ancienne.

Le glaucophane lui-même est transformé ultérieurement en chlorite. Comme celle-ci se situe souvent dans les plans axiaux des plis de la phase $m_2 d_2$, on doit la relier à cette phase.

On a donc la succession suivante :

hornblende (phase "m") \longrightarrow glaucophane (phase $m_1 d_1$) \longrightarrow chlorite (phase $m_2 d_2$)

* Grenat - hornblende verte - épidote

Le grenat est ici très riche en spessartine. Il répond en effet aux caractères suivants : $a_0 = 11,63$; $n = 1,795$, ce qui correspond à un grenat sp. 46 ; alm. 25 ; pyr. 14 ; gross. 8 ; and. 7.

Comme dans les écoligites il est remplacé par un grenat plus calcique aux caractères suivants : $a_0 = 11,74$; $n = 1,765$, ce qui correspond à gross. 48 ; sp. 17 ; alm. 12 ; pyr. 14 ; and. 9.

L'existence de spessartine a pu être vérifiée par un test pour Mn O.

Au point de vue chronologique les trois minéraux apparaissent simultanément. Cependant l'épidote croît également en une deuxième génération aux dépens du grenat, lors du développement du faciès Schistes verts.

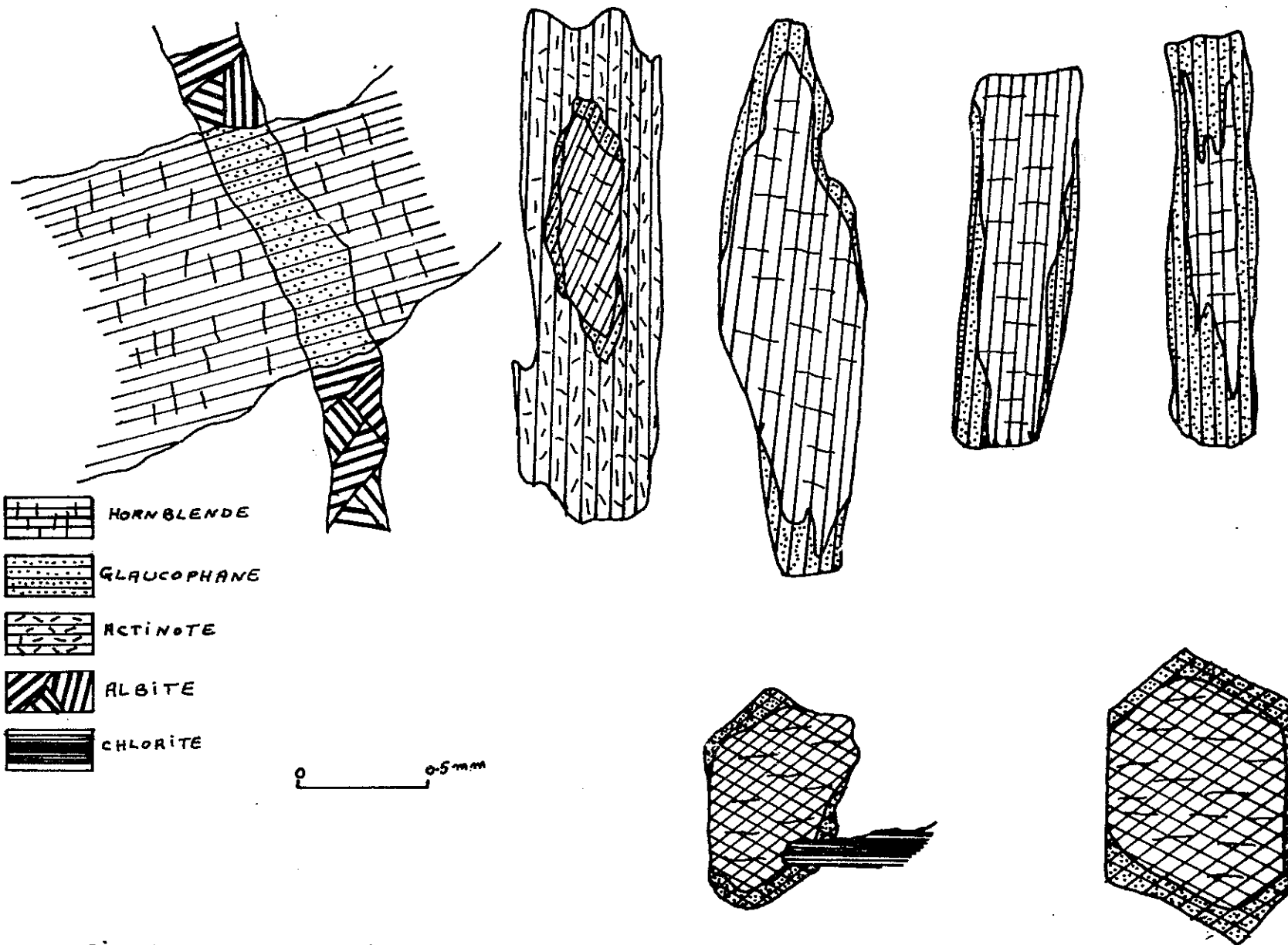


FIG: 79 - TRANSFORMATION DE LA HORNBLLENDE DE LA PHASE m EN GLAUCOPHANE DE LA PHASE m_1 , PUIS TRANSFORMATION DE CE GLAUCOPHANE EN CHLORITE ET ACTINOTE DE LA PHASE m_2 .

* Calcite - aragonite

Ces carbonates sont rares dans le type de roches étudiées ici. Cependant dans quelques-unes il existe des relations significatives entre aragonite et calcite. Par exemple l'échantillon SAE-84 indique trois stades successifs de cristallisation des carbonates suivant le schéma :

calcite \longrightarrow aragonite \longrightarrow calcite.

En effet dans la même lame mince on peut observer des calcites enveloppées par l'aragonite ou de l'aragonite remplacée par de la calcite.

Sidérite et dolomite sont présentes dans ces faciès en quantité mineure.

* Stilpnomélane

Il se rencontre dans les roches riches en magnétite et hématite, dans les fissures de l'oxyde de fer ou en gerbes qui recoupent les amphiboles. Il est impossible de préciser à quelle phase il appartient.

* Rutile - sphène

Très rares, ils se présentent comme dans les éclogites, le sphène provenant de la décomposition du rutile.

* Muscovite - biotite

Il est possible que ces micas, rares dans ces roches, appartiennent à la phase $m_2 d_2$. Mais cela n'est pas évident ici.

* Hématite - magnétite

Ces oxydes sont présents en quantités variables, leur plus forte proportion est rencontrée dans les faciès d'argilites rouges métamorphiques. Leur détermination a toujours été vérifiée par rayons X après séparation et tri.

L'hématite est très souvent plissée dans la phase $m_2 d_2$, ce qui signifie qu'elle appartient probablement à la phase "m".

Pour la magnétite il n'est pas clair qu'elle appartienne à la phase "m" ou à la phase $m_2 d_2$. Ces deux oxydes sont en outre très souvent limonitisés.

En ce qui concerne le chimisme de ces roches nous disposons de quatre analyses : un métachert, deux faciès riches en crossite d'un niveau des métacherts (ex-argilite rouge) et à titre de comparaison une radiolarite non transformée. Ces analyses sont données dans le tableau n° 40.

On notera la richesse relative en alcalins des faciès à amphiboles et aussi le fait que $Na_2 O$ est beaucoup plus élevé dans les équivalents métamorphisés des radiolarites.

b-2) - Conclusion

Les faciès siliceux rubanés ont bien conservé leur caractère sédimentaire malgré le métamorphisme complexe, en particulier leur disposition en lits alternés riches en quartz ou en grenats, glaucophane ou épidote.

Les différentes phases de métamorphisme sont assez bien marquées et leurs caractères nettement soulignés car :
- dans la phase "m" initiale les recristallisations se produisent sous l'influence exclusive de la répartition en niveaux de chimismes différents et sans échanges. Ainsi les différentes paragenèses apparues suivent les plans de stratification. Sont caractéristiques :

grenat + hornblende verte + épidote + rutile + quartz + albite (?) + hématite + magnétite (?) + calcite et peut-être muscovite.

- dans la phase m_1 le glaucophane se développe aux dépens des hornblendes et l'aragonite remplace la calcite.

- ultérieurement une chloritisation affecte glaucophane, grenat et hornblende. Elle correspond peut-être à la phase m_2 qui dans ces faciès est mal distincte. C'est à la même période que s'effectue la transformation aragonite \longrightarrow calcite.

Comme dans les faciès éclogitiques les grenats sont d'abord riches en spessartine puis plus riches en grossulaire.

Tableau n° 40 - Analyses chimiques des faciès rubanés siliceux

	59	60	61	62
Si O ₂	80.74	69.55	59.95	71.28
Al ₂ O ₃	7.17	7.15	8.90	7.46
Fe ₂ O ₃	1.4	3.65	7.60	0.85
Fe O	0.60	6.05	9.15	3.98
Mn O	0.10	2.50	0.70	0.15
Mg O	1.86	2.55	6.70	4.94
Ca O	1.75	n. d.	4.95	3.35
Na ₂ O	0.58	1.15	4.40	3.65
K ₂ O	1.91	0.10	0.05	0.93
Ti O ₂	0.29	0.50	0.70	0.89
P ₂ O ₅	0.08	0.50	0.45	0.27
CO ₂	1.20	---	---	0.46
H ₂ O ⁺	1.43	1.75	1.60	1.18
H ₂ O ⁻	0.52	---	0.05	0.09
Total	99.72	95.45	100.20	99.48

Paragenèses :

59 - radiolarite à métamorphisme très faible

60 - quartz + albite + grenat + hornblende verte + crossite aragonite + calcite + sphène + apatite + chlorite épidote + magnétite + hématite + stilpnomélane + muscovite.

61 - crossite + grenat + quartz + épidote + chlorite+albite + sphène + rutile + apatite + magnétite

62 - hornblende + crossite + quartz + albite + sphène + apatite + muscovite + chlorite + aragonite + calcite.

c) - Micaschistes divers

Ils sont de trois types selon leur minéralogie :

- c-1) - les micaschistes à grenat et hornblende
- c-2) - les micaschistes à glaucophane et aegyrine
- c-3) - les micaschistes à graphite.

c-1) - Micaschistes à grenat et hornblende

Ce sont des roches foliées à textures porphyroblastiques où les gros cristaux sont de grenat ou d'amphibole. Ils montrent de belles structures permettant de définir les phases successives de déformation $m_2 d_2$, à laquelle appartient la schistosité, et $m_3 d_3$.

L'association minérale la plus répandue est la suivante :

grenat + hornblende + muscovite + quartz + albite + calcite + aragonite + sphène + rutile + hématite + chlorite + chloritoïde + épidote + clinozoisite + tourmaline + pyrite + graphite + biotite + glaucophane (sensu lato).

Localement on peut en outre rencontrer une très forte influence de la phase $m_1 d_1$ qui se traduit par la présence de nombreux filonnets et aussi par une imprégnation de la roche par de nouveaux minéraux. Cela semble correspondre aux conditions de forte pression fluide de cette phase $m_1 d_1$. La paragenèse surajoutée est la suivante : pectolite + prehnite + analcime. Les minéraux surtout filoniens peuvent se rencontrer aussi en rosettes ou en gerbes isolées dans le fond de la roche et recoupant un litage plus ancien (stratification originelle ?). La pectolite est sûrement postérieure au grenat qui est recoupé par de nombreux filonnets contenant ce minéral. Mais la transformation (pectolitisation ?) peut être beaucoup plus poussée au point que toute la roche devient une pectolite massive en fibres juxtaposées où se rencontrent quelques reliques de grenat et de rutile décomposé en sphène.

Dans les filons la pectolite est en masses radiaires, associée à la prehnite et à l'analcime. Celle-ci est souvent transformée en pectolite.

Cette invasion par les pectolites et minéraux associés est très évidemment la conséquence d'une remobilisation et d'une différenciation métamorphique sous l'influence de fluides. Mais il ne s'agit pas d'un apport de matériaux lointains, car l'examen des affleurements montre qu'il existe dans les micaschistes de nombreuses lentilles d'exsudation et de sécrétion aveugles. Il faut donc penser qu'elles résultent d'une mise en solution de SiO_2 , Na_2O et CaO dans la roche même sous l'action de fluides à pression élevée, et de leur ségrégation dans les vides et les fissures. Ces lentilles peuvent alors se rejoindre pour constituer des filons sécants plus importants.

Ce processus peut d'ailleurs être invoqué pour expliquer le transport des divers éléments nécessaires à la formation, dans les roches voisines, de glaucophane aux dépens de la hornblende. Nous discuterons de ces points ultérieurement. Mais nous y trouvons une explication à la présence des filons à pectolite dans les rodingites incluses dans des serpentinites peu éloignées des micaschistes à grenat.

Ces cristallisations tardives mises à part l'association minérale énumérée ci-dessus se présente comme suit :

* Grenat

Ce sont des cristaux idiomorphes englobant des inclusions de sphène, d'épidote et de graphite rangées en files parallèles. Ils sont altérés en chlorite + calcite + aragonite + quartz + muscovite.

Les caractères sont les suivants : $a_0 = 11,63 \text{ \AA}$; $n = 1,800$; cela correspond à un grenat sp. 60 ; alm. 22 ; pyr. 8 ; and. 4 ; gross. 6.

Un essai pour MnO a vérifié la haute teneur en spessartine.

Lors de la phase $m_1 d_1$ les bordures sont attaquées et ils prennent une structure maillée (fig. 3, planche 18) où s'assemblent grenat et quartz ou albite. Par la suite le grenat est totalement déstabilisé et il disparaît au profit de grands cristaux d'albite + chlorite + calcite. Il subsiste souvent des granules de grenat en inclusion dans les grands cristaux d'albite ou de chlorite en témoignage de cette transformation.

* Hornblende

C'est une amphibole de type carinthine qui est antérieure à la schistosité apparaissant lors de la phase $m_2 d_2$. En effet ses cristaux dont l'orientation originelle était quelconque, sont déformés et traversés par la schistosité (voir fig. 4, planche 18). Dans cette déformation l'amphibole se chloritise.

Très souvent la hornblende est cassée et traversée par des cristaux d'aragonite ou d'albite. Dans ce dernier cas la hornblende se transforme en glaucophane.

* Rutile - sphène

Comme toujours (voir faciès précédents) le rutile ancien est transformé en sphène.

* Albite

Elle se présente en porphyroblastes dont la croissance est contemporaine de la déstabilisation des grenats. En effet, comme il est signalé ci-dessus, l'albite contient souvent des inclusions de granules de grenat chloritisé, ce qui indique l'ancienneté de celui-ci par rapport à l'albite.

Par ailleurs le plagioclase contient aussi des inclusions alignées de graphite. Ces alignements sont plissés à l'intérieur des cristaux d'albite avec le même style que le plissement général de la roche, mais l'albite elle-même suit le même plissement.

Cela signifie que l'albite cristallise avant et pendant le plissement et après le grenat. La question se pose cependant de l'origine du plagioclase sodique. Il semble bien que son apparition soit liée à une mobilisation du sodium car :

- toutes les roches albitiques sont fortement mobilisées. Lors de telles mobilisations les éléments tendent à se concentrer dans les zones de moindre énergie comme les fissures, etc. Ces zones d'hétérogénéité mécanique peuvent être les grenats plus ou moins cassés ;

- dans toutes les roches mobilisées il y a une grande richesse de tourmaline, spécialement abondante dans les cristaux d'albite. Il paraît donc certain qu'au moment de ces cristallisations, les fluides riches en volatils avaient une grande activité ;

- les albites peuvent se concentrer dans des lentilles d'exsudation et/ou sécrétion. Ainsi il y a ségrégation de la roche en deux parties dont l'une devient plus micacée et l'autre plus quartzo-feldspathique. Les porphyroblastes d'albite sont très généralement intimement liés à ces poches de ségrégation quartzo-feldspathiques ;

- très fréquemment les phénoblastes albitiques possèdent une structure zonaire, grossièrement concentrique (voir fig. 80). Au centre sont des résidus de grenat chloritisé entourés par une zone à quartz + albite engrenés. Le tout est englobé dans le phénoblaste d'albite proprement dit, à inclusions graphitiques.

Lors de l'étude du grenat nous avons vu que ses bordures avaient souvent une structure maillée (voir fig. 13, planche 18), précédant sa destruction totale en albite et chlorite. Il s'agit ici d'un phénomène identique mais plus poussé, parce que favorisé par une mobilisation plus intense de Na et une cristallisation dans des conditions pegmatitiques.

Ainsi peut-on conclure que l'albite provient d'une mobilisation partielle de la roche avec différenciation et concentration en des points privilégiés. C'est un événement postérieur à la formation du grenat (phase "m") et essentiellement antérieur au plissement $m_2 d_2$ (bien que durant ce dernier la cristallisation albitique s'achève). Les porphyroblastes d'albite sont donc surtout de la phase $m_1 d_1$.

* Muscovite, biotite, chlorite

L'étude de quelques échantillons orientés permet de conclure que la muscovite cristallise en deux générations. En effet il existe de grandes lamelles parfaitement orientées par les structures $m_2 d_2$, elles datent donc de cette phase, alors que d'autres, plus fines, sont antérieures à ce plissement.

La biotite est mal conservée. Elle s'est également développée dans les plans axiaux des plis de la phase $m_2 d_2$.

Quant à la chlorite elle est ubiquiste et a cristallisé avant, pendant et après la phase $m_2 d_2$.

* Chloritoïde

En inclusions dans le grenat il en est contemporain et s'altère comme lui en chlorite.

* Hématite

Elle appartient à la phase "m", car elle est plissée pendant la phase $m_2 d_2$ (voir fig. 1, planche 19).

c-2) - Micaschistes à glaucophane et aegyrine

Ce sont des micaschistes à grain fin et de composition très variée, car à l'origine il s'agissait de pélites très diverses : shales, tufs, grès argileux, argilites carbonatées... Actuellement ils se présentent sous forme d'alternances de niveaux plus ou moins riches en carbonates, en micas ou en quartz et feldspaths.

Ces faciès sont souvent eux aussi très mobilisés : des lentilles ou filonnets aveugles de sécrétion, à albite + aegyrine + glaucophane, les parsèment. Ces lentilles peuvent se rejoindre et constituer des masses assez importantes de roches albitiques à aegyrine, de plus de 2 mètres d'épaisseur qui peuvent injecter en filons la série supérieure.

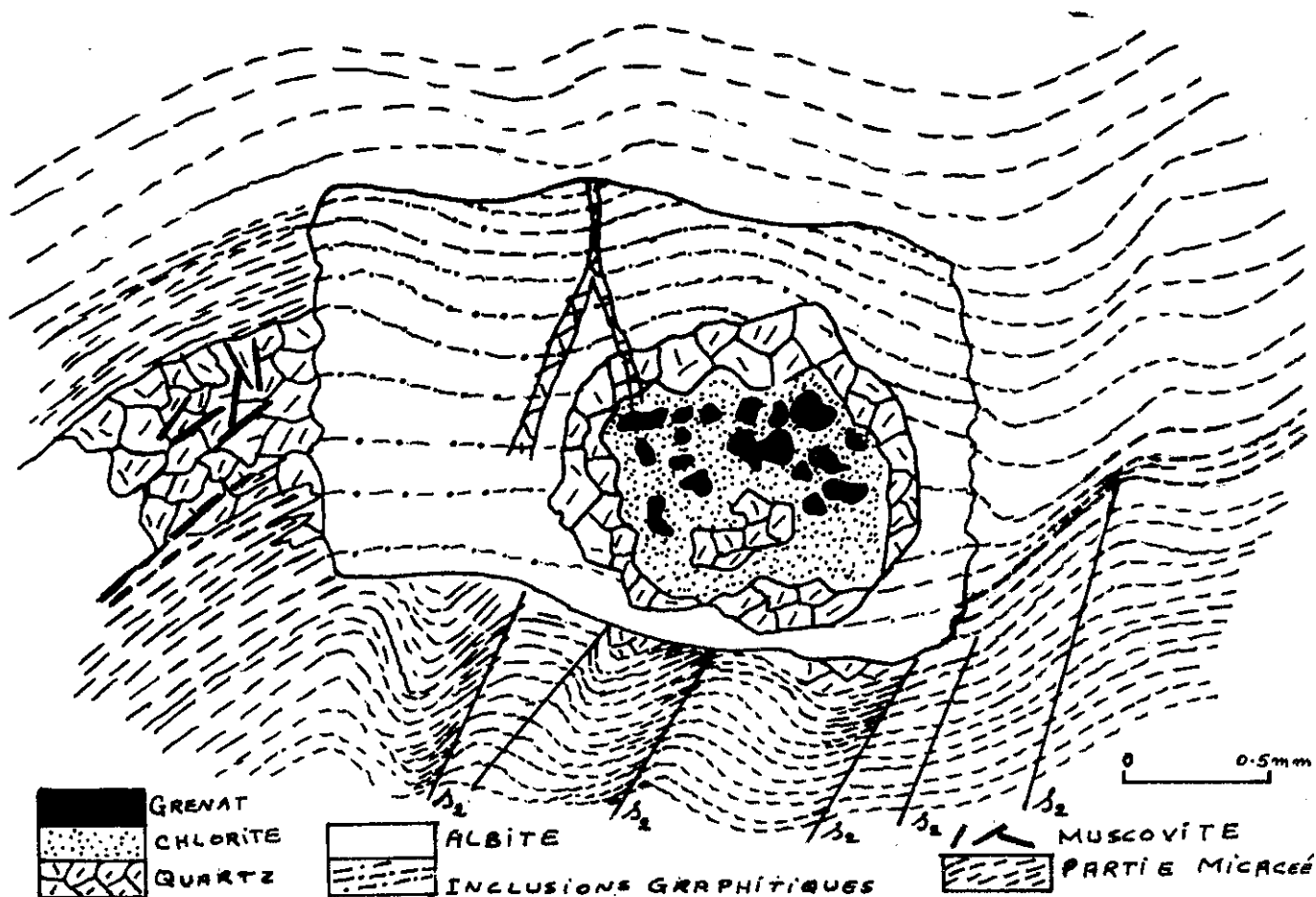


Figure 80 - Aspect des phénoblastes d'albite et des événements qu'ils "fossilisent".

Suite des événements :

- 1) Métamorphisme avec formation du micaschiste à muscovite et grenat (phase "m").
- 2) Phase pneumatolytique : mobilisation de SiO_2 et Na_2O , formation de quartz et d'albite et déstabilisation du grenat (phase $m_1 d_1$).
- 3) Plissement $m_2 d_2$, naissance de la nouvelle albite en filonets

Microscopiquement ce sont des roches rubanées où chaque "lit" contient une paragenèse différente. Mais généralement il subsiste un aspect détritique bien conservé. Chaque ruban contient ses propres lentilles d'exsudation albitiques et ces lentilles comme le litage soulignent bien que les structures plissées sont dues à la phase $m_2 d_2$. On observe en outre des rosettes ou des gerbes plus ou moins sécantes de glaucophane - aegyrine ou de pectolite dans les niveaux les plus phylliteux (voir fig. 3, planche 19).

- L'association minérale des niveaux schisteux est la suivante :

quartz + albite + chlorite + glaucophane + actinote + aegyrine + aragonite + calcite + muscovite + graphite + rutile + sphène + pyrite + hématite + épidote + clinzoïsite + pectolite

- Dans les mobilisats, l'association minérale est :

albite + aegyrine + quartz + glaucophane + aragonite + calcite + sphène + rutile + épidote + chlorite.

- D'autres mobilisats sont composés d'albite, d'aegyrine et quartz avec très peu de calcite, aragonite, chlorite, glaucophane, épidote et sphène.

PLANCHE 18

Figure 1 - Alternance de bandes riches en grenat (Gr) et hornblende (Hb) et de bandes riches en quartz dans un métachert rubané de la zone du "coloured mélange"

L. N.

Figure 2 - Transformation de la hornblende (Hb) en glaucophane (Gl)

L. N.

Figure 3 - Porphyroblaste de grenat (Gr) dans un micaschiste. Noter la périphérie attaquée par le mobilisat albitique -

L. N.

Figure 4 - Porphyroblaste de hornblende (Hb) de la phase "m", traversé et déstabilisé par la muscovite de la phase (m_2 d_2)

L. N.

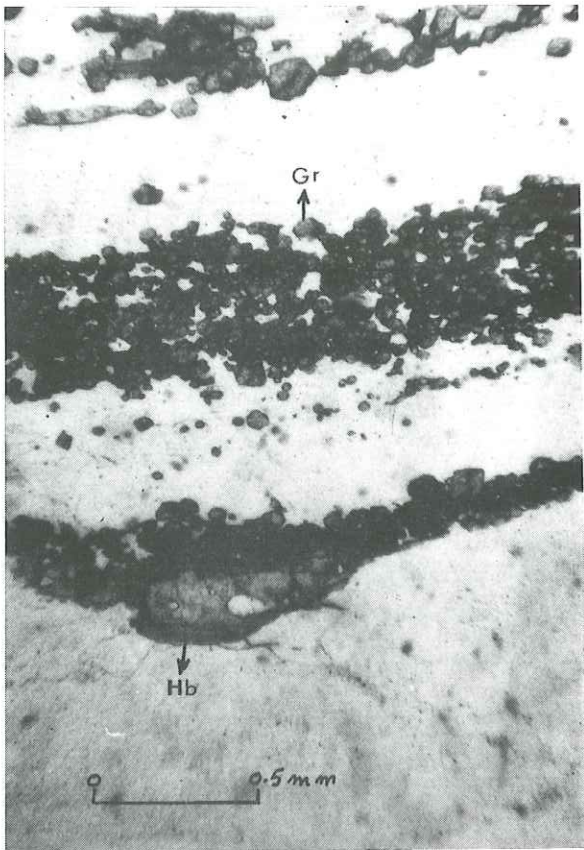


Figure 1

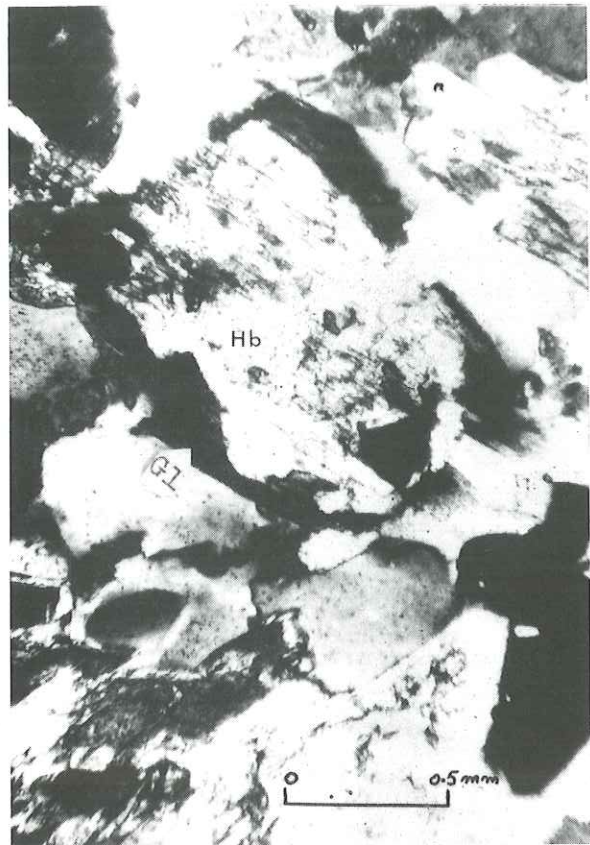


Figure 2

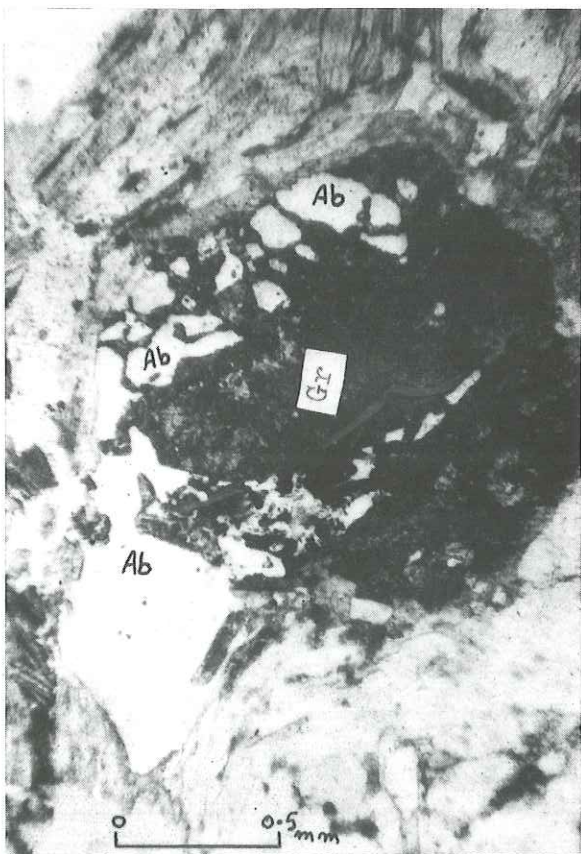


Figure 3

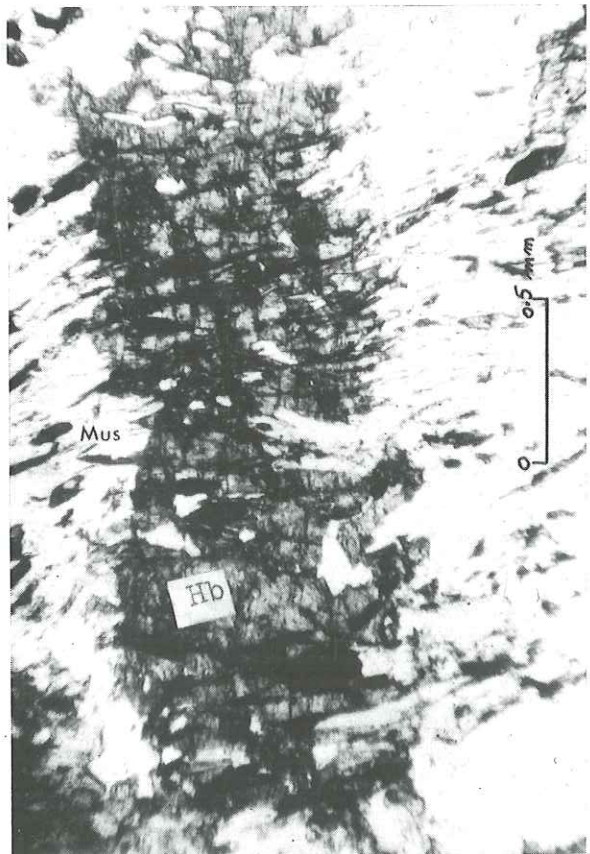


Figure 4

PLANCHE 19

Figure 1 - Hématite de la phase "m", plissée pendant la phase $m_2 d_2$ dans un micaschiste de la zone du "coloured melange"

L. N.
hm = hématite

Figure 2 - Aspect détritique du micaschiste à glaucophane et aegyrine de la zone du "coloured melange"

L. N.

Figure 3 - Rosette de l'association aegyrine et glaucophane dans les micaschistes de la zone du "coloured melange".

L. N.
aeg = aegyrine
gl = glaucophane

Figure 4 - Aegyrine (Aeg) du mobilisat sodique des micaschistes plissée et déstabilisée par la calcite (Ca) pendant la phase ($m_2 d_2$)

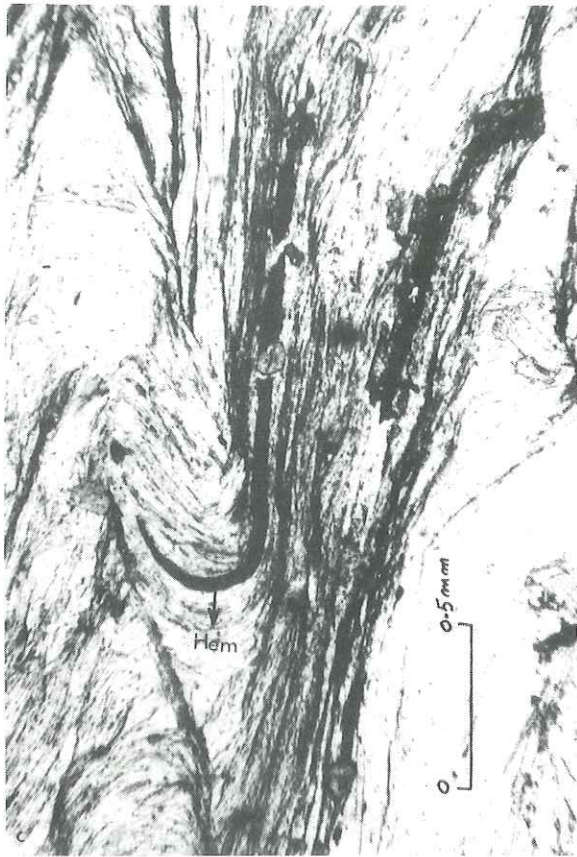


Figure 1

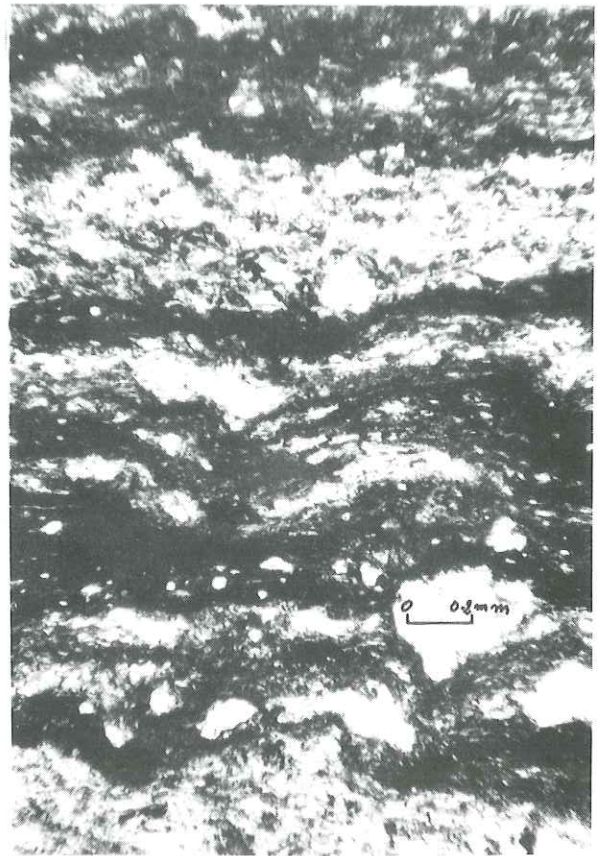


Figure 2

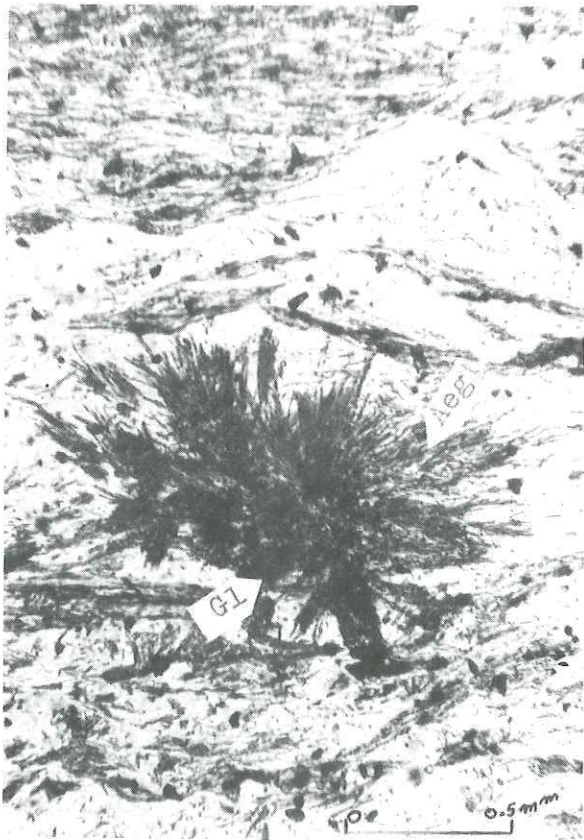


Figure 3

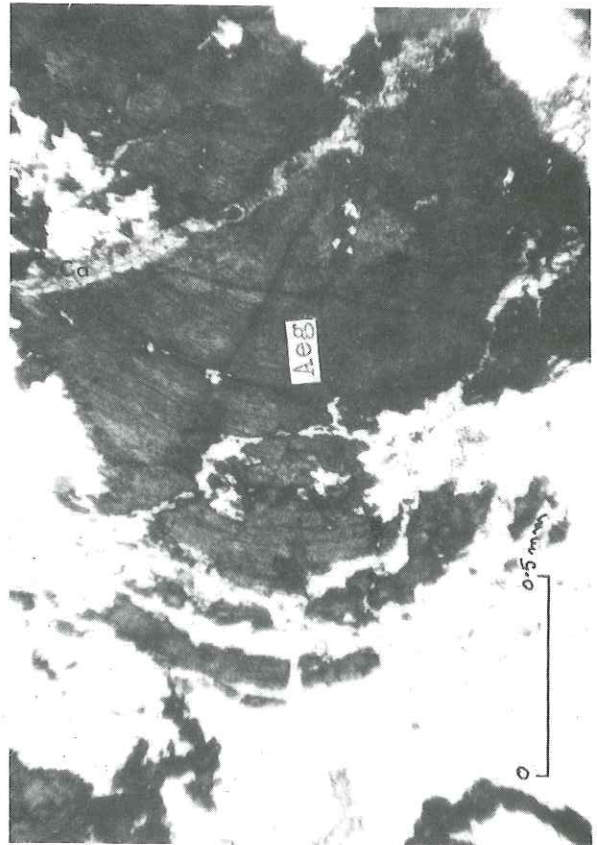


Figure 4

Dans ces micaschistes la suite des événements peut être résumée de la façon suivante :

- Phase "m" :

métamorphisme statique initial avec formation de rutile, muscovite, chlorite, quartz, calcite, actinote.

- Métamorphisme et mobilisation de la phase $m_1 d_1$, avec formation de mobilisats riches en Na_2O (albite + aegyrine + glaucophane) et par ailleurs cristallisation de : glaucophane, aegyrine, pectolite, en rosettes et gerbes dans les zones schisteuses. Transformation calcite \longrightarrow aragonite.

- Plissements de la phase $m_2 d_2$, déformant tous les anciens minéraux et avec développement de filons à calcite et chloritisation du pyroxène sodique et du glaucophane (fig. 4, planche 19).

c-3) - Micaschistes à graphite

Ce sont des roches où le graphite est important. Elles ont la paragenèse suivante : graphite + hornblende + muscovite + albite + chlorite + sphène + quartz + épidote.

Ce sont des roches où le plissement $m_2 d_2$ est très net, et où les porphyroblastes d'albite sont nettement repris par les plis. Le graphite en fait de simples cas particuliers de micaschistes banaux.

c-4) Conclusion à l'étude pétrographique des micaschistes

Ces roches montrent très nettement les trois phases m , m_1 , m_2 . Leurs effets sont des déformations pour certaines d'entre elles seulement, et des recristallisations plus ou moins prononcées pour chacune d'elles. Cette évolution peut se résumer ainsi :

- phase "m"

Cristallisation de la paragenèse à :

grenat + rutile + hornblende + actinote + graphite + quartz + plagioclase + muscovite + épidote + clinozoisite + hématite + calcite + chloritoïde.

- phase m_1

Apparition des minéraux suivants :

glaucophane + aragonite + aegyrine + albite + chlorite + sphène.

C'est dans cette phase que se produisent des mobilisations importantes avec différenciation métamorphique en lentilles et exsudats de sécrétion, où s'accumulent les minéraux sodiques :

glaucophane + aegyrine + albite + pectolite + analcime.

Cette mobilisation dans des conditions pneumatolytiques entraîne aussi la création des porphyroblastes d'albite qui croissent autour des grenats. La transformation des hornblendes anciennes est à relier aux mêmes phénomènes.

- phase $m_2 d_2$

Déformations importantes (plis) et cristallisation guidées par les structures en cours de formation, de : muscovite + chlorite + biotite + albite + calcite.

d) - Les diabases prasinitiques

Il s'agit de dykes recoupant les micaschistes et morcelés par les déformations. Ils sont étudiés ici, car ils se rencontrent uniquement dans les micaschistes à glaucophane et dans ceux à grenat et montrent des caractères métamorphiques importants.

Sur le terrain ces diabases se présentent comme des roches vert sombre très hétérogènes, à nombreuses lentilles de sécrétion de mobilisats à albite. On doit donc dès l'abord penser que le reste de la roche a été corrélativement "basifié", enrichi en amphibole et épidote.

Au microscope ce sont des roches à structure porphyroblastique à phénoblastes de hornblende. Le fond est très hétérogène, car il s'agit d'un mélange des zones mobilisées à albite et très peu de glaucophane, aegyrine et pumpellyite et de niveaux plus riches en amphibole et épidote...

Association minérale : hornblende + actinote + glaucophane + pumpellyite + lawsonite + aegyrine + aragonite + albite + épidote + rutile + sphène + calcite + chlorite + muscovite + pyrite + limonites + apatite.

La suite des cristallisations est exactement celle des micaschistes encaissants, mais ici il est très clair que la paragenèse à glaucophane + pumpellyite + lawsonite + aegyrine + aragonite + albite, est postérieure à une paragenèse initiale à hornblende + rutile + épidote + clinozoisite.

La phase de déformation $m_2 d_2$ se place après la cristallisation de l'association à glaucophane.

Dans ces faciès le processus de mobilisation et surtout de différenciation métamorphique est très poussé. Ainsi peut-on aisément distinguer les zones enrichies en albite de celles où au contraire les amphiboles sont plus abondantes. Mais les mobilisats sodiques sont souvent injectés dans la masse basique, ce qui entraîne une transformation des anciennes amphiboles en pyroxènes sodiques et en nouvelles amphiboles sodiques. Les arguments qui permettent de déduire cette chronologie et la forte pression des fluides qui est intervenue lors de la mobilisation, sont les suivants :

- les matériaux issus des éléments mobilisés recourent les autres. Ainsi :
 - l'albite est particulièrement abondante dans les filons,
 - l'aegyrine se présente en masses très fines, en rosettes ou en gerbes,
 - la lawsonite est également en gerbes,
 - pumpellyite, aragonite et calcite (la calcite remplaçant l'aragonite) sont des minéraux associés habituels dans ces mobilisats ;
- la hornblende se transforme en glaucophane uniquement sur le trajet de filonnets albitiques qui traversent toute la roche (échantillon type : ESF-6). Dans ces filons existent en outre les minéraux habituels des mobilisats ;
- les plagioclases anciens de la diabase sont généralement transformés en un amas d'albite + lawsonite ou pumpellyite.

Il est donc clair que la paragenèse sodique est tardive et s'injecte fréquemment dans les filons. Mais ceux-ci sont ultérieurement plissés lors de la phase $m_2 d_2$, alors que glaucophane et aegyrine se chloritisent.

Quant au chimisme de ces diabases métamorphiques, on comprendra qu'il est délicat à apprécier compte tenu des transformations métamorphiques. L'échantillonnage représentatif de ces faciès étant très délicat l'analyse dont les résultats sont donnés dans le tableau n° 41, porte sur plusieurs échantillons (ESF-6-20).

Tableau n° 41 - Analyses chimiques des faciès diabasiques prasinitiques

Norme C. I. P. W.

	63	64		63	64
Si O ₂	45.86	47.85	Ne	0.21	1.70
Al ₂ O ₃	19.57	17.71	Or	12.79	2.78
Fe ₂ O ₃	3.27	4.21	Ab	29.47	41.39
FeO	6.90	5.19	An	25.85	23.55
MnO	0.07	0.13			
MgO	6.04	3.91	Cor	1.94	----
CaO	6.65	9.60	Ca	1.70	2.30
Na ₂ O	3.55	5.28	Wo	----	6.38
K ₂ O	2.17	0.49	Ol	15.87	8.69
TiO ₂	1.93	2.21			
P ₂ O ₅	0.40	0.36	Mt	4.87	6.03
CO ₂	0.77	0.97	Il	3.65	4.26
H ₂ O ⁺	2.13	2.48	Ap	1.01	1.01
H ₂ O ⁻	0.17	0.02	Total	97.36	98.19
Total	99.48	100.51			

Paragenèse :

63 : hornblende + épidote + rutile + muscovite + albite + quartz + sphène + clinozoisite + calcite + pumpellyite + glaucophane.

64 : hornblende + rutile + sphène + épidote + pumpellyite + aegyrine + calcite + chlorite + quartz + albite + muscovite + lawsonite + aragonite + glaucophane + clinozoisite.

On remarquera que ces roches contiennent beaucoup de Na_2O . Dans les roches non transformées de la région cette teneur n'est jamais atteinte. Il faut donc penser que dans les faciès analysés ici, il y a eu apport de soude. Nous verrons plus loin que l'on ne peut pas imaginer que cet apport a une origine très lointaine et que la richesse présente en albite ou autres minéraux sodiques est uniquement due aux processus de mobilisation partielle et ségrégation (ou concentration) locale de ces éléments.

En conclusion

Les diabases prasinitisées étaient des dykes diabasiques soumis d'abord à un métamorphisme statique, puis à l'influence de fluides sous pression élevée. Ainsi le matériel primitivement homogène a vu certains de ses éléments facilement mis en solution lors de cette percolation. Par mobilisation et différenciation une partie riche en Na_2O et CaO a pu s'échapper ou se concentrer en certaines zones de fissures, etc. en donnant la paragenèse :

glaucophane + aegyrine + lawsonite + pumpellyite + albite + aragonite + sphène.

Ces minéraux se sont naturellement développés aux dépens des cristaux préexistants qui ont fourni tout le matériel nécessaire, mais qui peuvent avoir subsisté à l'état plus ou moins basifié. Ce sont les amphiboles de type hornblende, les épidotes et le rutile.

Dans le mouvement des fluides calco-sodiques ces mêmes minéraux résiduels peuvent localement se transformer sur le trajet des filons : hornblende à "zones glaucophanisées". Mais il ne faut pas en conclure que ces mobilisats proviennent de zones lointaines. Leurs composants sont issus des matériaux immédiatement avoisinant les poches et lentilles de sécrétion où ils peuvent s'exprimer.

e) - Les faciès carbonatés

Ces métamorphites tirent leur origine de calcaires, calcaires gréseux ou grès marneux. On peut les subdiviser en trois catégories selon la proportion en minéraux carbonatés ou en silicates :

e-1) : les faciès riches en carbonates (aragonite et / ou calcite)

e-2) : Les faciès riches en minéraux de la famille des épidotes (zoïsite, clinozoïsite, etc.) et pauvres en quartz ;

e-3) : les roches riches en quartz et épidote.

Paragenèses :

+ La famille des roches carbonatées comporte :

aragonite + calcite + dolomite + sidérite + crossite + chlorite + trémolite + quartz + albite + épidote + muscovite + sphène + zoïsite + magnétite.

+ La catégorie épidotique contient :

zoïsite + clinozoïsite + épidote + hornblende + grenat + aragonite + calcite + chlorite + muscovite + diopside + rutile + sphène + quartz + albite + pumpellyite + graphite + magnétite.

+ Les faciès les plus quartzeux ont les minéraux suivants :

quartz + épidote + clinozoïsite + zoïsite + hornblende + grenat + muscovite + rutile + sphène + stilpnomélane + chlorite + albite + calcite + aragonite + glaucophane.

La suite des cristallisations est tout à fait comparable à celles qui ont été vues jusqu'ici. Mais ici apparaît un constituant important, peu abondant ou absent ailleurs, qu'il faut maintenant situer : la zoïsite.

La zoïsite, surtout dans les faciès épidotiques, est fréquemment remplacée par : muscovite + albite + clinozoïsite (voir fig. 2, planche 20).

Par ailleurs on sait que la muscovite a également remplacé la hornblende et qu'elle recoupe souvent le litage originel des roches, car au moins ses grands cristaux de deuxième génération se développent dans les plans axiaux des plis de la phase $m_2 d_2$. Or la zoïsite a elle-même été plissée par les déformations de cette phase et elle est souvent traversée par des filonnets à aragonite et pumpellyite. Ainsi, antérieure aux plissements $m_2 d_2$ et à la cristallisation de mica associée, antérieure aussi à la fissuration et à l'injection filonienne à pumpellyite etc. rapportées à la phase $m_1 d_1$, la zoïsite appartient à la phase "m".

La clinozoïsite est contemporaine, mais recristallise aussi lors de la phase $m_2 d_2$.

Le stilpnomélane parfois présent dans ces roches est sûrement postérieur aux épidotes de la phase "m". Mais il n'est pas possible de préciser sa période de cristallisation, cependant il est très souvent chloritisé.

Les autres minéraux et en particulier les couples rutile / sphène, hornblende / glaucophane, glaucophane / chlorite se présentent toujours avec les mêmes relations étudiées dans d'autres faciès. De même les transformations successives : calcite → aragonite → calcite sont également de règle ici.

Deux analyses chimiques de ces faciès sont données dans le tableau n° 42.

Tableau n° 42 - Analyses chimiques des faciès carbonatés

	65	66
Si O ₂	23.20	40.90
Al ₂ O ₃	4.35	12.00
Fe ₂ O ₃	3.5	7.05
Fe O	0.80	8.05
Mn O	0.25	0.30
Mg O	2.40	4.75
Ca O	36.10	11.90
Na ₂ O	0.25	3.65
K ₂ O	0.50	0.40
Ti O ₂	0.40	2.20
P ₂ O ₅	0.05	0.20
H ₂ O + CO ₂	28.65	8.20
H ₂ O ⁻	0.05	0.40
Total	100.55	100.00

Paragenèses :

(65) : aragonite + calcite + quartz + crossite + épidote + biotite + muscovite + chlorite + sphène + dolomite + sidérite + albite.

(66) : quartz + stilpnomélane + épidote + calcite + glaucophane + chlorite + sphène + albite.

f) - Les gneiss ovarditiques

Sous le terme "d'ovardites" on entend des roches très riches en albite disposée en ocelles noyés dans une matrice essentiellement chloritique. Quant au terme "gneiss" il est en toute rigueur tout à fait inexact, car ces roches ne possèdent pas d'orientation comme celle des gneiss classiques, mais nous avons voulu indiquer ici la forte teneur en feldspaths, souvent gros, dans des roches qu'il était nécessaire de séparer des micaschistes.

Ces faciès constituent deux ensembles :

- les ovarditites,
- les gneiss albitiques.

* Les ovarditites répondent parfaitement à la définition générale donnée ci-dessus. Elles possèdent l'association minérale suivante :

albite + chlorite + calcite + glaucophane + actinote + hornblende + grenat (quelques restes) + épidote + sphène + clinozoïsite + muscovite + microcline + apatite + quartz + magnétite + pyrite + ilménite + rutile + stilpnomélane.

+ Albite

Le plus souvent ce plagioclase ne montre pas de macles. Il existe cependant quelques cristaux maclés albite et Carlsbad. Fréquemment sa disposition indique une croissance en deux temps. A un premier stade sa cristallisation est contemporaine de celle du sphène, de la clinozoïsite et du glaucophane. Dans une deuxième génération l'albite est parfaitement pure et sans inclusion. Cela se traduit par des plages où le centre est riche en inclusions de minéraux divers avec une auréole périphérique limpide (voir fig. 3, planche 20) en continuité optique avec l'albite du cœur. Il semble que la cristallisation de cette zone externe soit contemporaine de la chloritisation des amphiboles (voir la discussion pétrologique), car la largeur de cette bande limpide est d'autant plus grande que la chloritisation des hornblendes et glaucophanes est plus avancée. En outre la croissance simultanée de chlorite et d'albite limpide est évidente lorsque l'on voit des plages de chlorite développées aux dépens des amphiboles inclure de l'albite englobant elle-même de la chlorite.

+ Amphiboles

Comme dans tous les faciès étudiés jusqu'ici on a les transformations successives :
hornblende → glaucophane → actinote.

+ Muscovite, chlorite

Ce sont des minéraux contemporains.

+ Grenats

Ils sont très rares à l'état de reliques dans l'albite.

Au total les ovardites paraissent être des cas particuliers de prasinites (voir ci-dessus) où la phase $m_2 d_2$ développant le faciès Schistes verts est beaucoup plus importante que normalement. Ainsi ce serait des faciès ultimes du cycle suivant :

éclogite à carinthine → éclogite prasinitique → prasinite → ovardite.

En effet on peut retrouver dans les ovardites diverses reliques de ces différentes roches marquant ces différents stades. Ces reliques sont constituées par l'association à :

rutile + ilménite + hornblende + grenat, indicateurs du stade éclogite à carinthine ; par les grands cristaux d'albite riches en inclusions d'épidote et de sphène, qui indiquent le stade prasinitique plus ou moins évolué ; alors que l'ovarditisation complète est marquée par la chloritisation des amphiboles et la deuxième génération de l'albite.

* Les gneiss albitiques ont un faciès grossier à très gros et très nombreux porphyroblastes albitiques maclés Carlsbad que l'on peut confondre avec des orthoclases. Ces minéraux clairs sont sertis dans une matrice de chlorite oxydée et de pennine contenant des reliques de grenat.

Ce sont certainement des roches d'origine volcano-détritique, car elles ont souvent conservé un granoclassement et elles alternent avec des faciès quartzitiques à grenat (métacherts gréseux mêlés aux argilites). Elles ont en tout cas possédé à un moment de grands cristaux de grenat et de plagioclase et de hornblende.

Leur association minéralogique est la suivante :

albite + chlorite + quartz + grenat + sphène + rutile + clinozoïsite + calcite + sidérite + apatite + ilménite + muscovite.

+ Grenats

Ils sont toujours en reliques fortement envahies par la chlorite et l'albite, morcelées et parcourues de filonnets albitiques, suivant des aspects déjà vus dans les faciès éclogitiques.

+ Rutile, sphène

Ces minéraux sont ici particulièrement intéressants, car ils montrent trois stades de cristallisation. Le rutile est le premier à apparaître, lors de la phase "m", en gros cristaux xénomorphes. Il est ensuite transformé à sa périphérie en sphène. Cette recristallisation peut être totale et le sphène prend alors des formes géométriques parfaites (sphénoïde). Ultérieurement le sphène est à son tour recristallisé en rutile + calcite + quartz, ce qui dénote des conditions de pression partielle de CO_2 élevée. La forme originelle de la pseudomorphose première est alors conservée et le rutile nouveau se présente en aiguilles maclées de façon toute différente du rutile de première génération (voir fig. 7, planche 20).

PLANCHE 20

Figure 1 - Mobilisation dans les micaschistes et formation de petites lentilles d'exudation d'albite (Ab)
L. N.

Figure 2 - Zoïsite (Zo) déstabilisée par la muscovite de la phase $m_2 d_2$ (mus)
L. P.

Figure 3 - Structure des grandes albites dans les onardites de Kuh-e-Samork.
L. N.

Figure 4 - Sphène automorphe recristallisé en association de rutile (Rt, en aiguilles sombres) +
calcite (Ca) + quartz (Qz).
L. N.

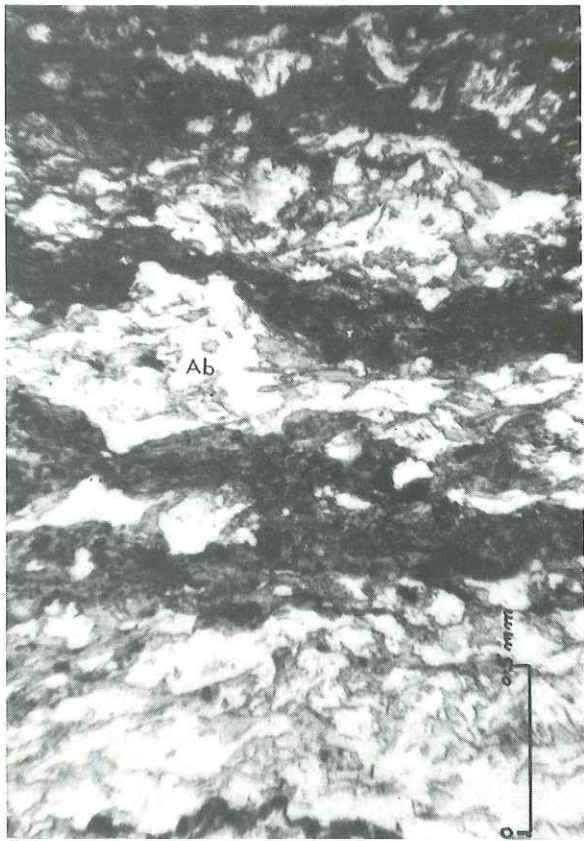


Figure 1

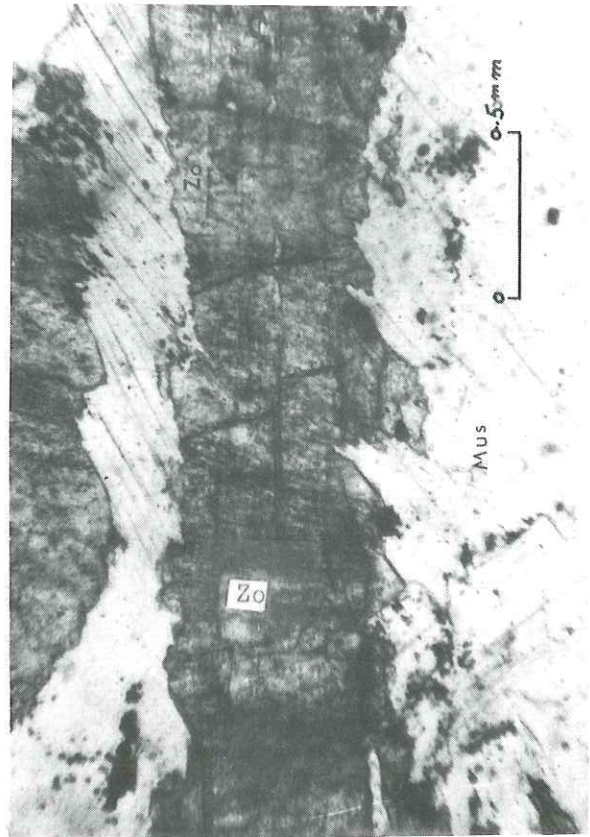


Figure 2



Figure 3



Figure 4

Ces caractères paraissent donc indiquer que le rutile de la phase initiale "m" est un repère et que ses diverses transformations marquent successivement la phase m_1 (pseudomorphose en sphère), puis la phase $m_2 d_2$ (cristallisation des aiguilles de rutile).

Une analyse chimique des gneiss albitiques est donnée dans le tableau n° 43.

Tableau n° 43 - Analyse chimique des gneiss albitiques

	67
Si O ₂	40.30
Al ₂ O ₃	13.00
Fe ₂ O ₃	5.15
Fe O	4.50
Mg O	5.05
Ca O	13.85
Na ₂ O	3.75
K ₂ O	0.20
Ti O ₂	1.20
P ₂ O ₅	0.15
Mn O	0.40
H ₂ O ⁺ + CO ₂	12.15
H ₂ O ⁻	0.10
Total	100.20

B-3) - Pétrographie du volcano-pluton de Siah-Kuh

Les roches du massif de Siah-Kuh constituent deux groupes d'âges différents :

- a - le massif volcanique composé de trachytes, andésites et dacites ;
- b - les masses intrusives postérieures en dykes ou amas contournés.

a - Les volcanites

a-1) - Trachytes (échantillon type ESF B5)

Ce sont des roches à structure porphyrique et mésostase fluidale. Les phénocristaux sont de l'albite, de la sanidine ou autre orthoclase, ils peuvent atteindre 5 mm de long. Les plagioclases sont généralement séricitisés ou carbonatisés alors que la sanidine reste intacte. Ces faciès contiennent souvent des vésicules, anciennes bulles de lave, emplies de quartz automorphe + calcite + chlorite + aragonite.

Le fond de la roche, fluidal, est constitué par de la sanidine, de la chlorite et très peu de quartz interstitiel, de sphère et de leucoxène. Les minéraux ferromagnésiens sont absents (à part ceux indiqués ci-dessus) mais certaines formes emplies de chlorite font penser à d'anciennes olivines.

a-2) - Andésites à clinopyroxène

Leur structure est porphyrique, à phénocristaux de pyroxène et plagioclase sur un fond à structure intersertale.

Les pyroxènes sont de l'augite zonée, constituant souvent de petits "cumulats". Elle possède fréquemment une macle en sablier. Elle est altérée en calcite + chlorite + quartz.

Les plagioclases sont à An 45 et altérés en séricite, épidote, pumpellyite, prehnite et quartz. Souvent la pseudomorphose en pumpellyite est totale si bien que le plagioclase n'est reconnu que par la forme primitive conservée.

Le quartz interstitiel est présent mais en faible quantité ; il existe du quartz secondaire parfois très abondant.

De nombreux filons à albite et pumpellyite parcourent la roche. Les minéraux opaques sont fréquents : cuivre natif, pyrite, chalcopryrite et chalcosine. Il existe aussi un peu de sphène et d'apatite. L'aragonite est présente dans des vésicules.

Les andésites comme les trachytes ont subi une intense altération qui est marquée par la kaolinite et l'alunite qui remplacent les plagioclases et par la formation de gypse.

a-3) - Dacites et porphyres rhyolitiques

Ce sont ces roches qui sont en contact avec les formations du Crétacé supérieur dans lesquelles elles sont intrusives. Elles ont une structure très fine et une fréquente disjonction en prismes, significatives de leur épanchement et / ou intrusion. Sur leur encaissant elles créent d'ailleurs une mince auréole de réaction thermique.

La structure de ces roches est caractéristique : elle est porphyrique à mésostase sphérulitique. La plupart des phénocristaux sont des quartz automorphes à bordures corrodées. Il existe aussi des phénocristaux de plagioclases, mais tellement altérés qu'il est impossible de les déterminer. Ces altérations sont très complexes. Il semble qu'elles se réalisent en deux temps. En premier lieu cristallisent : lawsonite + pumpellyite + aragonite + pyroxène sodique (?). C'est la phase d'invasion par les fluides, $m_1 d_1$, qui est aussi marquée par des filonnets à albite et pumpellyite (échantillon témoin : SAE-16). Ensuite se développent la kaolinite, la séricite et divers sulfates (gypse, amaranthite, aluns divers, etc.). La première phase d'altération est d'autant plus marquée que l'on se trouve plus près des bordures de l'intrusion et des contacts avec son encaissant. La seconde altération est superficielle, elle est du type classique des porphyres cuprifères.

Le fond de la roche est constitué pour l'essentiel par des sphérules d'un diamètre voisin de 0,1 mm, composés de feldspath potassique et de quartz. Les minéraux opaques dispersés sont : pyrite et chalcopryrite altérées en limonites, malachite et azurite.

Ces roches, un peu marginales quant au problème essentiel étudié ici, n'ont pas été analysées. Ce sont probablement des roches acides intermédiaires entre les dacites et les rhyolites.

b) - Les masses sécantes

Les roches constituant ces dykes ou masses à apophyses très diverticulées recoupent toutes les volcanites. Elles sont dispersées dans tout le massif de Siah-Kuh, mais particulièrement bien développées dans le massif de Gudar-e-Zaghdar ou celui de Darreh Jirra.

Ces faciès ont une structure porphyrique où le fond holocristallin est granulaire ou plus rarement graphique. Les phénocristaux sont des quartz automorphes et / ou des plagioclases. Ces derniers sont trop altérés pour être déterminés de façon sûre. Ce sont probablement des oligoclases. Les altérations sont les mêmes que dans les volcanites acides, avec invasion par des filonnets à albite et pumpellyite suivie par une altération superficielle du type des porphyres cuprifères.

La mésostase est composée par du quartz, des feldspaths potassiques et des plagioclases. Quartz et feldspaths potassiques sont souvent associés en structure micropegmatitique graphique.

Toute la roche est parcourue par un très dense et fin réseau filonien à albite + pumpellyite. Mais elle a aussi été imprégnée grâce au lessivage deutérique de type porphyre cuprifère par de la pyrite et de la chalcopryrite. L'altération ultime de ces minéraux donne limonites, malachite et azurite. Cette action affecte des masses importantes de roches et c'est dans ces faciès que l'on a pu repérer une masse typique de porphyres cuprifères. Son étude pour une éventuelle exploitation est actuellement en cours.

Dans ces roches il existe en outre des cristaux accessoires de rutile (altéré en sphène) et d'apatite. Il est possible qu'il y ait aussi de la biotite en cristaux dispersés, mais son altération en chlorite et pumpellyite est trop poussée pour que l'on puisse l'affirmer.

Ces faciès sont très probablement des porphyres granodioritiques.

c) - Enclaves

Les volcanites de Siah-Kuh contiennent très souvent des enclaves de roches granitiques ou granodioritiques. Ce sont des fragments anguleux de 2 à 3 cm de long, enveloppés par un halo réactionnel au contact des volcanites à structure porphyrique. Ils sont composés par des roches holocristallines à structure grenue xénomorphe dont la composition minéralogique est tout à fait analogue à celle du massif granitique préjurassique qui se trouve à 5 km au Nord du volcano-pluton de Siah-Kuh. Il est possible que ces fragments aient été arrachés à ce granite lors de l'intrusion.

d) - Conclusions

Le volcano-pluton de Siah-Kuh est composé par des roches volcaniques ou microgrenues de composition moyenne granodioritique et calco-alkaline.

Ces roches ont subi une importante transformation sous l'action de fluides, en au moins deux temps successifs. Le premier temps développe la paragenèse suivante aux dépens des minéraux magmatiques :

lawsonite + albite + aragonite + pumpellyite + pyroxène sodique + épidote + chlorite + sphène.

En outre des filons avec pyrite et chalcopryrite (en plus de certains des minéraux ci-dessus) se mettent en place à cette période. La deuxième altération est un lessivage du type de celui des porphyres cuprifères avec développement de : kaolinite + quartz + séricite + alunite. Cela donne lieu dans le massif à une concentration cuprifère actuellement à l'étude.

L'origine de cette intrusion calco-alkaline est encore problématique, mais l'existence de nombreuses enclaves acides permet de penser qu'une genèse par assimilation est plausible. Un magma basaltique traversant la croûte granitique qu'il assimilerait pourrait donner une telle suite. Cependant cette hypothèse est sujette à controverses. Certains comme T.H. GREEN et A.E. RINGWOOD (1968) démontrent qu'à la suite de phénomènes complexes un magma basaltique peut mener à des faciès calco-alkalins. Mais d'autres comme H. TAZIEFF (1969) démontrent aussi que dans l'Afar septentrional les phénomènes de contamination jouent un grand rôle dans la genèse des suites calco-alkalines. Ici les données géologiques paraissent indiquer que l'assimilation de la croûte a peut-être joué un rôle dans la constitution du volcano-pluton.

C. - PETROGENESE

L'acquis de l'étude pétrographique nous permet d'aborder maintenant l'étude de la genèse des roches qui composent la zone du "coloured melange". Nous discuterons tout d'abord de la nature des transformations qui ont affecté ces roches afin de définir précisément les caractères des différentes phases, puis nous aborderons quelques problèmes particuliers posés par certaines roches.

C-1. - Nature du métamorphisme

L'étude pétrographique nous a montré que les roches du "coloured melange" avaient subi plusieurs recristallisations et déstabilisations, accompagnées ou non par des déformations variées : plissements ou fissurations. Il s'agit en fait d'un métamorphisme pluriphasé ("plurifacial metamorphism" au sens de ROEVER, 1972) et non d'un polymétamorphisme. En effet, les différentes recristallisations se poursuivent tout au long d'un même cycle d'événements liés compris entre le Trias et le Pliocène. Nous y avons donc distingué des phases * qu'il nous faut caractériser en spécifiant leur faciès avant de pouvoir en discuter les conditions et les interpréter.

C-1-1 - Phase "m"

* Rappels et caractères

Cette phase a été surtout distinguée par le fait qu'elle entraîne des recristallisations qui précèdent toutes les déformations. En effet, ainsi qu'il a été souligné à plusieurs occasions, les minéraux qui croissent à ce stade initial sont guidés par les seules structures originelles des sédiments ou des roches magmatiques. Ainsi chaque niveau conserve son chimisme originel et la recristallisation se produit selon une paragenèse qui est son reflet exact, sans orientation particulière des cristaux. De cette sorte la stratification primitive des métacherts, des argilites, etc., est parfaitement conservée et les granoclassements peuvent encore être reconnus. Il en est de même pour les inclusions des grands cristaux qui sont disposées selon le litage ancien (phénoblastes des micaschistes ou des gneiss albitiques par exemple).

Aussi cette phase montre-t-elle plusieurs paragenèses, autant qu'il y a de niveaux originels chimiquement différents puisqu'aucune homogénéisation n'a eu lieu. On a donc les paragenèses suivantes dans la phase "m" :

- dans les faciès ultrabasiques et associés (rodingites) :

ultrabasites :

actinote + rutile + anthophyllite + pérovskite + talc (?) + chlorite + antigorite.

rodingites :

diopside + grossulaire + prehnite + chlorite + vésuvianite.

- dans les faciès faiblement métamorphiques :

argilites : andradite.

radiolarites : quartz

volcanites : spilitisation avec pyroxène sodique (rare).

- dans les faciès métamorphiques :

éclogites diverses :

omphacite et / ou carinthine + grenat + rutile + clinozoïsite et épidote.

métacherts :

quartz + grenat + rutile + hornblende + hématite + magnétite + calcite.

micaschistes :

grenat + hornblende + chloritoïde + plagioclase + quartz + muscovite + hématite + rutile + graphite + clinozoïsite + épidote.

prasinites :

hornblende + rutile + épidote-clinozoïsite.

faciès carbonatés :

grenat + zoïsite + clinozoïsite + diopside + rutile + hornblende + graphite + magnétite + calcite + quartz.

De telles paragenèses, que l'on rencontre en reliques, sont caractéristiques du faciès amphibolite à épidote et albite de TURNER (1948), qui correspond au subfaciès à quartz - albite - épidote - almandin de WINKLER (1967). Il faut ajouter que cette phase "m" s'est produite sans déformation, en conditions statiques.

(*) Nous entendons par "phase" la période pendant laquelle cristallise une paragenèse donnée. Une phase peut être avant, pendant ou après une déformation donnée.

* Conditions des recristallisations

Celles-ci peuvent être précisées grâce à la présence de quelques minéraux ou associations caractéristiques.

Omphacite.

Les informations sur le domaine de stabilité de ce minéral sont rares. En outre il faut rappeler que nous avons affaire ici à un pyroxène sodique de la composition suivante : jadéite 34,4 % ; acmite 11,8 % ; diopside 39,5 % ; hédénbergite 14,1 %. Ainsi les travaux de KUSHIRO (1965) ne peuvent être utilisés puisqu'ils se fondent sur un mélange diopside + jadéite. De plus les réactions expérimentales de cet auteur sont du type : diopside + albite omphacite + quartz. Or nous n'avons jamais rencontré d'association stable de quartz et d'omphacite. Cela fait que ces résultats ne sont ici d'aucune utilité.

Zoïsite

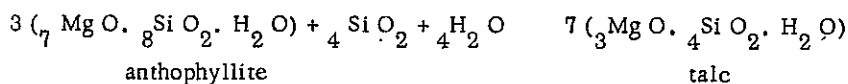
C'est un minéral index de la phase "m" dans les roches carbonatées. Elle est parfois altérée en clinozoïsite et elle est presque toujours en présence stable avec le quartz.

On peut donc utiliser les données expérimentales de HOLDAWAY (1972) qui fixent les P_{H_2O} minimum à 5 kb sous une température de 640° C pour la cristallisation de la zoïsite qui reste stable au-delà de 635° ± 75 sous 3 ± 1 kb.

La figure 81^(1,2) donne les courbes de stabilité de la zoïsite et de la clinozoïsite.

Anthophyllite

Cette amphibole se transforme en talc lors de la phase $m_2 d_2$. Selon GREENWOOD (1963) pour P et T stables et constantes on a serpentine, talc ou anthophyllite en fonction des variations du potentiel chimique de SiO_2 et H_2O . Ainsi lors de la transformation en talc la réaction suivante avait lieu :



La figure 81⁽³⁾ tirée de GREENWOOD (1963) donne le domaine de stabilité de l'anthophyllite selon cette réaction. Il est assez large quant à la pression, mais GREENWOOD souligne son étroite limite entre 650° et 800° en ce qui concerne la température. Ainsi la limite maximale possible pour la cristallisation de l'anthophyllite devait être de 800° C.

Si l'on choisit une pression $P_{H_2O} = 5 kb$ la température de cristallisation de l'anthophyllite dans la phase "m" était de l'ordre de 730° C.

Chloritoïde

Selon RICHARDSON (1968) pour la réaction : chloritoïde + silicate d'alumine → staurotide + quartz + H_2O , il faut une température de 550° C environ sous 7 kb. La staurotide est un minéral index du début du faciès amphibolite (à almandin). Ni la staurotide ni les silicates d'alumine n'ont été rencontrés dans les différents faciès du "coloured mélange".

Pour HOSCHEK (1969) la réaction : chlorite + muscovite → staurotide + biotite + quartz s'accomplit à 565° C sous 7 kb.

Enfin MORGAN (1970) décrit des roches où chloritoïde et zoïsite se sont développés en l'absence de silicates d'alumine sous des températures de l'ordre de 525° C ± 50 sous des pressions comprises entre 5 et 10 kb et probablement autour de 7 kb.

D'après ces données les conditions de la phase "m" devaient se situer entre 5 et 7 kb pour la pression et, pour une moyenne de 6 kb, au dessous de 740° C pour la température, avec un minimum de 640° C.

Il faut souligner que la pression devait être hydrostatique à cette période comme en témoigne la cristallisation en fibres radiales de l'omphacite et que ces premières paragenèses ne montrent aucune déformation contemporaine de leur développement. Nous envisagerons plus loin les causes de ces conditions du métamorphisme initial "m".

Remarque

Dans les roches étudiées ici les grenats sont abondants, mais les données thermodynamiques qu'ils peuvent fournir sont très délicates à interpréter, souvent même incohérentes. Nous avons préféré ne pas utiliser d'arguments tirés de leur cristallisation.

Problème des grenats zonés

Ils sont riches en Mn au cœur, en Ca à la périphérie ; cela traduit peut-être tout simplement une fixation progressive de ces différents éléments. Mais on peut aussi penser qu'à partir d'un grenat primitivement plus homogène la mobilité du Ca dans les phases $m_1 d_1$ (et même $m_2 d_2$) fait que cet élément est plus concentré sur les bords du grenat.

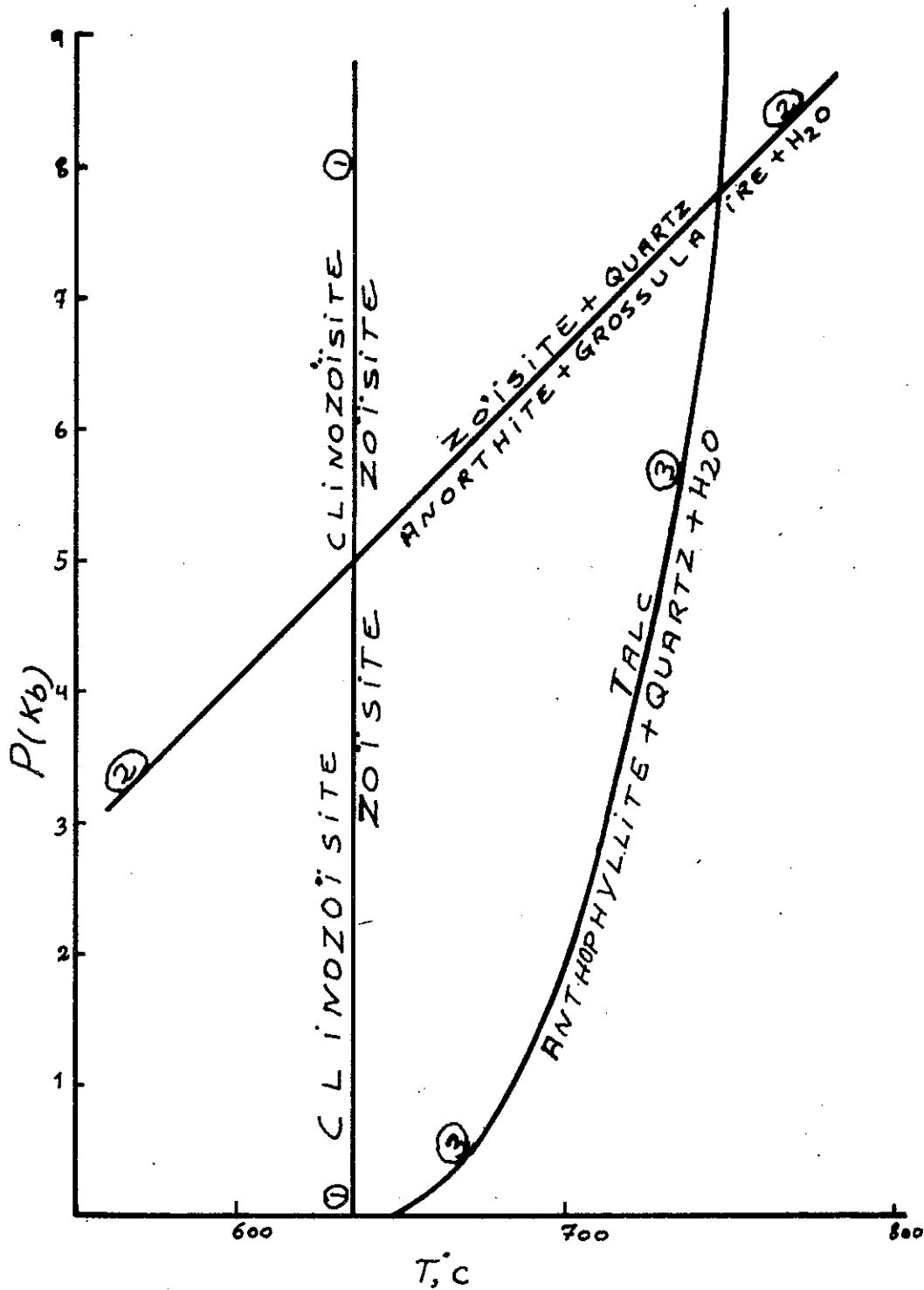


Figure 81 - Données expérimentales permettant de déterminer les conditions P et T de la phase "m" -
Courbe 1 : clinozoisite → zoisite (d'après HOLDAWAY, 1972) ; courbe 2 : zoisite + quartz
→ anorthite + grossulaire + H₂O (d'après HOLDAWAY, 1972).
Courbe 3 : 7 talc → 3 anthophyllite + 4 quartz + 4 H₂O (d'après GREENWOOD, 1963) -

c-1-2 - Phase $m_1 d_1$

* Rappels et caractères

Cette phase est caractérisée par les minéraux suivants :

aragonite + aegyrine + pyroxène sodique + pumpellyite + (crossite + glaucophane s.l.) + sphène + pectolite + albite + quartz + prehnite + chrysotile + chlorite + épidote + clinozoisite.

Mais les minéraux suivants sont répandus presque partout dans la zone du "coloured melange" et se développent toujours aux dépens de ceux de la phase "m". Ils constituent la paragenèse clef :

aragonite + aegyrine + pyroxène sodique + lawsonite + glaucophane + crossite + pumpellyite + pectolite + albite.

Cette association correspond au faciès à lawsonite - glaucophane - jadéite de WINKLER (1967) et la paragenèse type (lawsonite + pyroxène sodique + aragonite + quartz + glaucophane + albite) a été observée.

Il est important de souligner que l'étude des relations paragenétiques des déstabilisations et des déformations successives des roches du "coloured melange" de la région d'Esfanagheh permet d'assurer que seuls les minéraux énumérés ci-dessus appartiennent à la phase $m_1 d_1$. En particulier le grenat, la carinthine, l'omphacite et le rutile appartiennent sûrement à la phase antérieure "m" et les éclogites sont aussi plus anciennes que $m_1 d_1$. En effet cette phase est caractérisée par le développement de paragenèses dans des filons qui recourent celles développées auparavant.

* Conditions de recristallisation

Quelques couples de minéraux et des déstabilisations caractéristiques permettent de fixer les conditions thermodynamiques de la phase $m_1 d_1$.

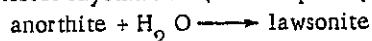
Calcite / aragonite

La transformation calcite \rightarrow aragonite \rightarrow calcite a souvent été mentionnée. La dernière transformation appartient à la phase $m_2 d_2$. Ici l'intérêt doit se porter sur le passage de la calcite à l'aragonite. A ce propos les recherches expérimentales ont été nombreuses; JAMIESON (1953), SIMMON et BELL (1963), BOETTCHER et WYLLIE (1967), etc.

Nous utiliserons la courbe de JAMIESON, reproduite sur la figure 82-1 où l'on remarque que le domaine de l'aragonite est de plus haute pression que celui de la calcite.

Lawsonite / albite

Les plagioclases anciens sont fréquemment transformés en une association de lawsonite + albite. Or la transformation de l'anorthite en lawsonite est connue. Comme dans les roches étudiées la lawsonite peut remplacer directement les plagioclases anciens en fibres rayonnantes (roches spilitiques), il est possible d'utiliser les données de la réaction



pour tenter de fixer les limites de température et de pression des transformations observées.

La courbe de CRAWFORD et FYFE (1965) figurée sur le diagramme de la figure 82-2 situe immédiatement la température de réaction en dessous de 400° C.

Association acmite + albite + quartz

Cette association se rencontre dans plusieurs faciès, soit dans des mobilisats (micaschistes), soit dans des filons divers, soit dans d'autres roches. Or cette association indique selon POPP et GILBERT (1972) une pression de 7 kb sous 300° C, avec un pyroxène contenant 65 % d'acmite et 35 % de jadéite. Les pyroxènes étudiés ici (8,7 % de diopside, 5,3 % d'hédenbergite, pour seulement 20,8 % de jadéite et 65,2 % d'acmite) ne sont pas directement comparables à ceux des expériences de POPP et GILBERT. Mais on peut raisonner en admettant de négliger les 14 % de diopside + hédenbergite et de considérer le pyroxène acmitique avec 75 % d'acmite et 25 % de jadéite (solution idéale entre les deux termes extrêmes).

Les données expérimentales sont alors utilisables elles fixent les conditions d'apparition d'un tel pyroxène à 6,5 kb pour 300° C et à 8 kb pour 400° C. Il est difficile de décider si l'on peut considérer ce raisonnement et ces chiffres comme valables ou non.

Soulignons que le pyroxène sodique du "coloured melange" n'est jamais très riche en jadéite. Il peut coexister avec albite et quartz, mais il n'est jamais stable avec le quartz seul et la paragenèse rencontrée est celle à pyroxène + quartz + albite en croissance simultanée. Ainsi les données thermodynamiques de la réaction : albite + jadéite + quartz ne peuvent être utilisées. Elle seule indique de très hautes pressions, alors que l'association existante est une paragenèse de plus basse pression.

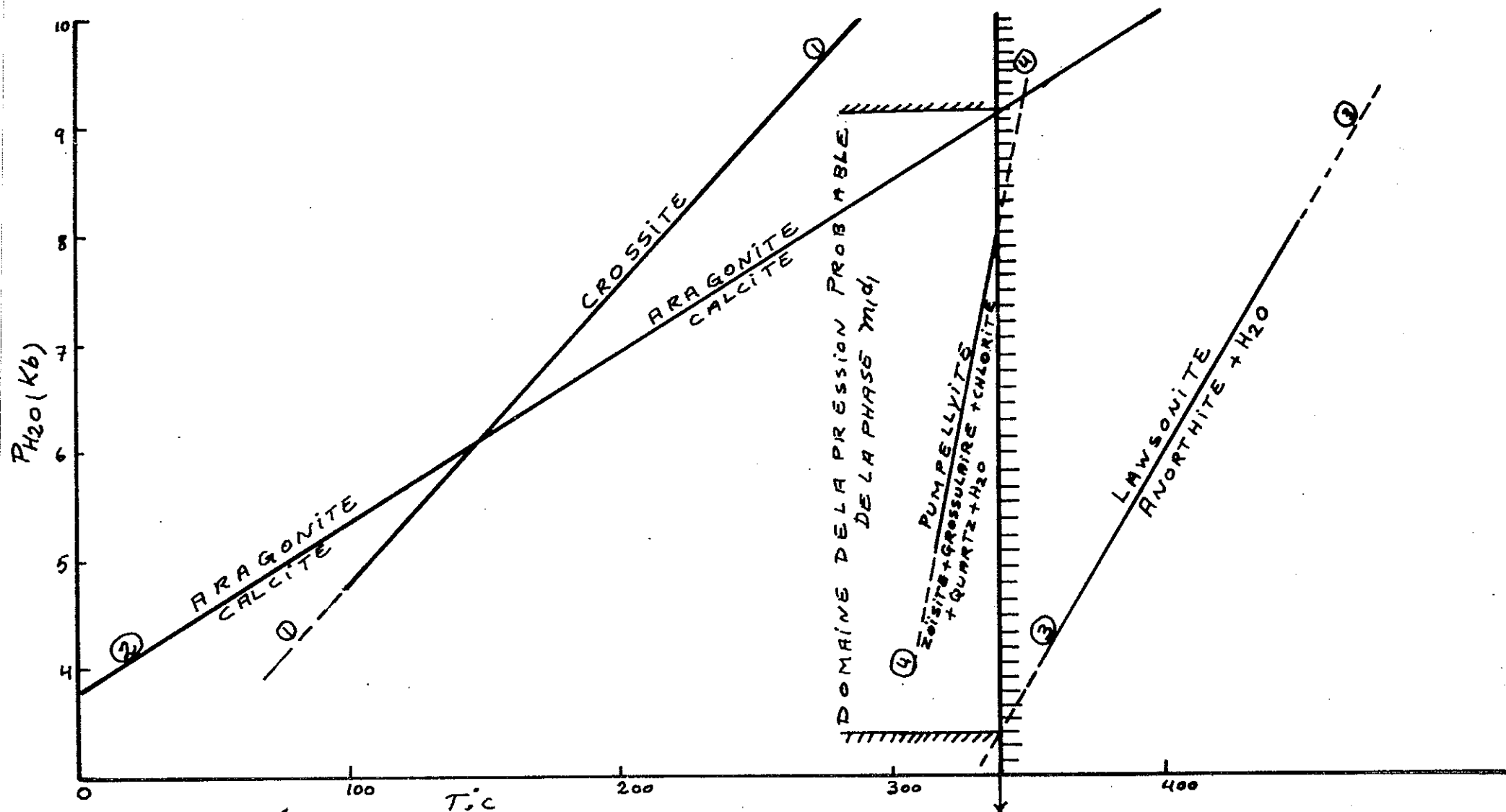


FIG: 82 - DONNÉES EXPERIMENTALES PERMETTANT DE FIXER LES

CONDITIONS P-T DE LA PHASE mid_1 . ① CROSSITE D'APRES ERNST (1963)

② $CALCITE \rightleftharpoons ARAGONITE$ D'APRES JAMIESON (1953). ③ $LAWSONITE \rightleftharpoons ANORTHITE + H_2O$

④ $20 PUMPELLYITE \rightarrow 16 ZÖISITE + 16 GROSSULAIRE + 5 CHLORITE + 14 QUARTZ + 42 H_2O$
D'APRES HINRICHSEN ET SCHÜRMAN (1972).

Glaucophane - crossite

Nous avons vu que l'amphibole sodique analysée était de type crossite (les autres ont été nommées glaucophane dans un sens large). Or de ROEVER (1972) admet que pour une amphibole de composition intermédiaire entre la crossite et le glaucophane pur ($\text{Na}_2 \text{Mg}_3 \text{Al}_2 \text{Si}_8 \text{O}_{22} (\text{OH})_2$), les conditions de cristallisation sont :

4 à 4,5 kb à 200° C
7 à 7,5 kb à 300° C
10 à 10,5 kb à 400° C

De même selon ERNST (1963a), la crossite cristallise à une pression de l'ordre de 7,5 kb à 200° C, ou à 10,5 kb sous 300° C.

Zoisite / pumpellyite

Dans plusieurs roches on a vu que la zoisite se transforme en pumpellyite. Selon H INRICHSEN et SCHÜRMAN (1972) la réaction :

20 pumpellyite \longrightarrow 16 zoisite + 16 grossulaire + 5 chlorite (amésite) + 14 quartz + 42 H₂O
se produit à 315° sous 5 kb ou à 340° sous 8 kb.

Ces valeurs sont données pour une pumpellyite de formule $\text{Ca}_4 \text{MgAl}_5 (\text{OH})_3 (\text{Si}_2\text{O}_7)_2 (\text{SiO}_4)_2 2 \text{H}_2\text{O}$

Mais selon les mêmes auteurs, la présence de Fe³⁺ abaisse le domaine de stabilité. Comme nous ignorons la composition de la pumpellyite des roches étudiées ici, mais qu'il est sûr qu'elle est impure et riche en fer (sa teinte verte en témoigne), il n'est pas possible d'utiliser ces chiffres tels quels. Au contraire il est très probable que le domaine de stabilité de la pumpellyite du "coloured mélange" soit inférieur à celui qui est donné par HEINRICHSEN et SCHÜRMAN.

Au total le métamorphisme de la phase m₁ d₁ est sûrement de haute pression et relativement de basse température. Mais les chiffres que l'on peut avancer sont variables en fonction des références auxquelles on s'adresse. Selon les courbes utilisées (voir fig. 82) il est sûr que la température n'a pas dépassé 340° C. La pression se situe dans un domaine qui va de 3,5 à 9 kb, ce qui est très imprécis. Il est vrai que les idées des auteurs, relatives aux conditions de ces types de métamorphismes de HP et BT diffèrent beaucoup.

* Discussion

Pour BROWN, FYFE et TURNER (1962), le métamorphisme de haute pression du Franciscan de Californie s'est produit à des températures de l'ordre de 200 - 300° C, sous des pressions de 6 à 10 kb.

Pour le même phénomène dans le même contexte géologique COLEMAN et LEE (1962) estiment les températures entre 200 et 300° C (par la méthode des isotopes de l'oxygène O¹⁸/O¹⁶) et en utilisant ce domaine de températures sur la courbe de transformation calcite/aragonite, il obtient des pressions de l'ordre de 6 à 9 kb.

Ce type d'estimation paraît critiquable pour les raisons suivantes :

- glaucophane et crossite se développent aux dépens d'anciennes amphiboles. Ce fait de base a été observé à maintes reprises et non seulement dans la région d'Esfandagheh. Il semble même que ce soit une règle universelle et en particulier dans les faciès du Franciscan de Californie : LEE et al. eux-mêmes signalent nettement que le glaucophane croît aux dépens d'actinote ancienne, spécialement dans son type IV de la région de Cazadero. Il faudrait donc se poser la question non pas en termes de cristallisation de l'amphibole sodique à partir d'éléments dispersés dans une roche sédimentaire ou volcanique, mais en raisonnant sur la transformation d'une actinote ou d'une carinthine en glaucophane.

Le présent travail ne prétend pas vouloir répondre à cette question, mais nous souhaitons ici poser ce problème. Il serait utile que les travaux expérimentaux ne recherchent pas seulement à synthétiser du glaucophane à partir d'oxydes divers, mais à obtenir sa recristallisation à partir d'amphiboles anciennes dans une roche préalablement métamorphique dans une ambiance où :

- il soit fortement envahi par des fluides riches en Na (mobilisat sodique dans notre cas) ;
- cette roche à hornblende soit soumise à une contrainte de cisaillement de façon qu'il y ait un mouvement relatif entre les constituants de la roche ainsi qu'une contrainte de cisaillement sur le réseau cristallin de la hornblende pour pouvoir accélérer la vitesse de réaction entre le mobilisat sodique et l'amphibole ancienne.

Nous savons que la nature de la phase $m_1 d_1$ est celle d'un métamorphisme syntectonique tangentiel et on sait (cf. BARTH, 1962) que ce genre de mouvement (contrainte cisaillement) a une importance primordiale dans l'accélération des réactions métamorphiques. Nous ne prétendons pas dire ainsi que dans cette ambiance la pression nécessaire à la formation du glaucophane sera inférieure ou supérieure à celle obtenue en synthèse, mais nous avons l'impression que ça sera en tous cas différent. On se rapprocherait des phénomènes naturels.

- En général le géologue se préoccupe beaucoup plus de la présence dans une roche d'un certain lot de minéraux que de la chronologie relative de leur apparition (par une étude des relations paragénetiques ou des déformations qui peuvent servir de repère entre ou pendant la, ou les cristallo-genèses). En l'absence de distinction de plusieurs générations minérales on discutera donc, par exemple, de la formation de l'association quartz + jadéite à partir d'albite. Mais cela n'est valable que si l'on a pu démontrer que cette association est de formation stable et simultanée. Ainsi les résultats de BRCH et LECOMTE (1960) pourront ou non être utilisés selon que l'on aura prouvé, ou non, qu'il y a croissance concomitante de jadéite et de quartz aux dépens de l'albite. Ce n'est pas parce que le quartz existe dans une roche qu'il est nécessairement le résultat de cette réaction : il peut être antérieur ou postérieur à la jadéite, et de ce fait tout le raisonnement est invalidé.

C'est pourquoi il semble avant tout nécessaire de bien prouver que le métamorphisme est monophasé avant d'introduire une interprétation fondée sur les résultats expérimentaux. C'est ce que nous avons tenté de faire ici en distinguant bien les minéraux de chaque phase (puisque ici le métamorphisme est pluriphasé) avant de discuter des conditions thermodynamiques de ces phases.

- La manière que l'on a souvent d'utiliser les données expérimentales est également parfois critiquable. Ce n'est pas la présence d'un minéral donné dans une roche qui est significative de telles ou telles conditions, mais sa transformation, dans le sens de sa cristallisation ou au contraire de sa destruction.

Ainsi la présence d'aragonite dans une roche n'est pas forcément indicatrice d'une cristallisation sous haute pression. Par contre si l'on peut observer la naissance d'aragonite aux dépens d'une ancienne calcite (ou au contraire sa destruction pour donner la calcite), cette transformation est significative des conditions ambiantes. Il est bien connu en effet que l'aragonite se forme, à pression et température normales, aux griffons de certaines sources par exemple. Elle est alors métastable. Mais cela pose la question de la raison de l'utilisation d'un tel minéral comme indicateur de haute pression. Il faut se souvenir alors d'un principe de pétrologie de base : seule la disparition d'un minéral est significative, non sa première apparition. D'ailleurs la discussion et les arguments que nous avons utilisés - a porté sur les transformations calcite/aragonite et vice versa, et non sur la simple existence de l'aragonite dans nos roches.

Dans ce même domaine, l'exemple du couple diopside/actinote est instructif. On sait que l'actinote apparaît au début du faciès Schistes verts. On sait aussi que sa transformation en diopside demande des températures très élevées. Ce sera donc la disparition de l'actinote au profit du diopside qui pourra donner une idée des températures et des pressions de cristallisation. Ainsi l'aragonite formée à l'état métastable devra subir certaines température et pression pour donner la calcite.

Nous avons vu également que la présence de lawsonite dans les roches du "coloured melange" est importante. Mais cette observation d'une simple présence est insuffisante. Seul le mode de formation de la lawsonite est significatif. La lawsonite qui naît par transformation des plagioclases indique (si l'on a vérifié qu'il y a bien plagioclase \longrightarrow lawsonite + albite) par exemple une température de cristallisation inférieure à 400° C et une pression élevée. Mais l'existence de lawsonite isolée et localisée par exemple dans des filons des radiolarites ne peut pas servir à argumenter une forte pression des fluides.

Ce même raisonnement nous a guidé pour utiliser la transformation de l'actinote en glaucophane et crossite ou au contraire pour ne pas utiliser la seule présence de jadéite, pour estimer les conditions thermodynamiques de leur apparition.

En définitive les conditions de la phase $m_1 d_1$ dans la région d'Esfandagheh peuvent être appréciées grâce aux éléments suivantes:

- . transformation : calcite \longrightarrow aragonite ;
- . transformation : plagioclase + H_2O \longrightarrow lawsonite.
- . association de : pyroxène actimifrique + quartz + albite.

Cela permet d'assurer uniquement qu'il s'agit d'un métamorphisme de HP et relativement BT. Si l'on fait confiance aux données de la minéralogie expérimentale on peut en outre préciser que la température était inférieure à 400° C (probablement comprise entre 300° C et 400° C) et la pression probablement voisine de 6 kb (?).

* Causes du métamorphisme $m_1 d_1$ de HP/BT

Il s'agit ici de tenter de comprendre l'origine, et donc la cause, de cette phase de recristallisation et particulièrement de la glaucophanisation.

C'est une question réputée, qui a fait l'objet de beaucoup de travaux. Il n'est pas dans nos intentions de passer en revue tous les problèmes des schistes à glaucophane et l'évolution des idées, métasomatistes ou isochimistes, qui ont été émises à leur sujet. Il nous faut tenter cependant de replacer dans le contexte géologique l'évolution de ces faciès très particuliers.

Plusieurs données géologiques ou / et pétrographiques montrent que ce métamorphisme de faciès glaucophane - lawsonite - jadéite s'est développé au moment d'une invasion importante de fluides par la voie de multiples fissures d'extension. De nombreux filons contiennent des minéraux comme le glaucophane, la lawsonite, l'aragonite, le pyroxène acmitique, la pumpellyite. Ailleurs on a vu que les anciennes amphiboles étaient transformées en glaucophane sur le trajet de fissures ou / et de filonnets. En outre chaque fois qu'il y a glaucophanisation des amphiboles anciennes, les filons albitiques envahissent les roches ou les grands phénoblastes d'albite englobent ces amphiboles. Enfin la glaucophanisation est d'autant plus poussée et mieux achevée que la granulométrie des roches primitives est plus fine, alors que dans les faciès grossiers il subsiste beaucoup plus de reliques non totalement transformées.

Ces faits indiquent, semble-t-il, que les roches n'ont pas toujours atteint leur équilibre paragenétique en raison de la courte durée de la phase $m_1 d_1$. Il paraît donc logique de penser qu'il y a eu évolution sous l'action unique de la pression des fluides momentanément très élevée, ce qui entraîne la fissuration des roches, leur imprégnation par les fluides suivie d'une brusque chute, concomitante, de la dite pression. Mais aussi glaucophanisation et croissance d'albite doivent être considérées comme une métasomatose, avec échange des éléments entre matériel introduit par les filons et matériel préexistant (de la phase "m"). Il se pose donc deux questions essentielles :

- quelle est la source des fluides envahisseurs riches en Na et Ca ?
- quelle est l'ambiance dans laquelle ce genre de fluide est capable d'engendrer des paragenèses de haute pression ?

- Source des fluides

Dans les processus de métamorphisme de la phase $m_1 d_1$ les roches prasinitiques et micaschisteuses ont été fortement mobilisées. Cela se traduit par la ségrégation de nombreuses lentilles d'exsudats riches en calcium et sodium. Ces lentilles peuvent former des masses plus importantes et s'injecter en filons qui traversent les faciès pélitiques et basiques eux-mêmes mobilisés, mais aussi tous les autres faciès. Ainsi peut-on concevoir que la métasomatose sodique nécessaire à la glaucophanisation des hornblendes anciennes et / ou à l'invasion par l'albite des diverses roches du "coloured melange", trouve son origine dans les niveaux mobilisés partout intercalés.

Le mécanisme de formation des exsudats ou mobilisats calco-sodiques en lentilles et concrétions diverses puis en filons, qui correspond à une différenciation métamorphique, a été discuté en détail par TURNER (1941), BARTH (1962) (1962), RAMBERG (1962), NICHOLSON (1966) et TALBOT et al (1968). Nous le traiterons brièvement.

Selon BARTH ce mécanisme est défini comme une "destruction de minéraux dans les zones à forte activité, migration des atomes vers les zones à activité moindre où ils se recombinaient et recristallisent. C'est le processus fondamental métasomatique et de différenciation métamorphique". Selon le même auteur les cisaillements ou les mouvements différentiels dans les roches accélèrent les réactions et abaissent la température nécessaire à la réalisation du phénomène.

Rappelons ici que la phase $m_1 d_1$ précède une phase $m_2 d_2$ où des déformations importantes interviennent avec des recristallisations nouvelles. Tous les minéraux de la phase m_1 (et "m") sont en effet plissés lors de $m_2 d_2$. Or cette importante déformation débute avec la création des fissures qui caractérisent la phase $m_1 d_1$ (soulignons que les phases que nous avons distinguées pour la commodité de l'exposé s'enchaînent les unes aux autres en une suite d'événements ininterrompus). Ainsi est-on amené à envisager que la phase de déformation essentielle de la région ($m_2 d_2$) commence brutalement par des ruptures ($m_1 d_1$) entraînant immédiatement la mobilité des fluides contenus dans les roches en cours de fissuration. La percolation de ces fluides dans les matériaux fissurés permet la mise en solution de certains de leurs éléments. Les premiers à l'être selon les auteurs (in TARDY, 1966) sont Ca, Na et parfois Mg. Nous pouvons penser que les roches pélitiques et basiques libèrent ainsi des liquides chargés en ces éléments ainsi qu'en Si. Ce sont les mobilisats qui vont se concentrer et cristalliser dans les zones de moindre énergie, c'est-à-dire dans les fentes d'extension traversant les roches ou dans les minéraux fissurés comme les grenats (voir la formation des porphyroblastes d'albite aux dépens du grenat).

Il est alors très naturel que des cassures plus importantes puissent conduire ces mobilisats en filons vers les zones plus éloignées des roches mères. Ils y seront la cause de l'albitisation et de la glaucophanisation de faciès préexistants, analogues à celles qui ont été décrites dans le Grand Paradis (Alpes franco-italiennes, R. MICHEL, 1953).

Le métamorphisme à glaucophane $m_1 d_1$ apparaît donc comme le résultat d'une différenciation métamorphique et d'une migration (métasomatose) consécutive, essentiellement sodique. Mais il faut souligner que la mise en solution, la migration, la concentration et la recristallisation des éléments, se produisent dans les matériaux générateurs eux-mêmes. Il n'est pas nécessaire de rechercher par exemple une source de Na étrangère ou très lointaine pour les faciès affectés. La métasomatose est à l'échelle des unités soumises au métamorphisme, ou même du faciès, non régionale.

Il est impossible dans le cadre de ce travail d'entrer dans le détail des transformations que ces processus impliquent, comme celle de la hornblende en glaucophane. Nous nous proposons d'étudier dans l'avenir les perspectives offertes par ce problème.

- Conditions d'action des fluides

L'ambiance dans laquelle les fluides ont pu permettre la cristallisation des mobilisats calco-sodiques était de haute pression. En effet les paragenèses relevées dans les filons ou dans les roches elles-mêmes l'indiquent, ainsi que nous l'avons détaillé plus haut. Ces conditions de haute pression des fluides peuvent être expliquées de plusieurs façons :

1 - les fluides agissent à grande profondeur, de l'ordre de 20 à 30 km (BROWN et al., 1962), ou ne sont pas en relation avec la surface (de ROEVER, 1972 a);

2 - Ils sont concentrés dans des milieux imperméables. En ce cas les pressions orientées intervenant sur des fluides seront transmises dans toutes les directions et converties en une forte pression de confinement. Un tel modèle a été proposé par BLAKE et al. (1967), qui fait intervenir la "barrière imperméable" d'une masse ultrabasique. Une surpression d'origine tectonique est alors imaginée, qui est surtout une surpression des fluides (de ROEVER, 1972 a).

3 - Les fluides peuvent être très riches en gaz (CO_2 , O_2 , SO_2 , etc.) de telle sorte que la pression partielle des gaz peut atteindre des valeurs permettant à la pression fluide de dépasser la pression lithostatique. C'est la surpression interne des gaz (inter ally created gaz overpressure) des auteurs.

Dans la région d'Esfandagheh la première de ces hypothèses n'est pas soutenable. En effet jamais une grande épaisseur de sédiments n'a été observée dans la zone du "coloured mélange" et de plus même les faciès les plus élevés du Crétacé supérieur ont été affectés par le métamorphisme de haute pression.

L'hypothèse du rôle de niveaux imperméables paraît plus plausible. En effet le métamorphisme $m_1 d_1$ a été reconnu jusque dans les unités supérieures de la zone, par exemple dans le volcano-pluton de Siah-Kuh. L'examen de la carte géologique permet de voir que partout ces zones sont jalonnées par des failles chevauchantes faisant intervenir des ultrabasites serpentinisées et déformées sur les faciès métamorphiques. Ces serpentinites pouvaient donc avoir le rôle d'une "barrière imperméable". De fait les faciès à glaucophane sont beaucoup mieux développés et avec une plus grande intensité des recristallisations, aux abords de ces chevauchements que lorsqu'on en est éloigné. Cet argument peut être illustré par le fait que les volcanites de Siah-Kuh montrent près de la faille chevauchante un énorme développement de lawsonite, pumpellyite, pyroxène sodique et albite (éch. SAE-16) ; les calcaires fossilifères du Crétacé supérieur associés sont transformés en aragonite (éch. SAE-18) ou contiennent la paragenèse typique de haute pression (éch. SAB-120), alors que ces cristallisations dans ces mêmes faciès sont beaucoup plus rares et moins bien développés plus loin du chevauchement. Cette même constatation peut être faite pour la pectolite que l'on rencontre aux abords des ultrabasites du Kuh-e-Shah.

Il existe donc un métamorphisme de position pour la phase $m_1 d_1$, lié aux chevauchements par les ultrabasites. Ce sont des arguments semblables qui ont conduit BLAKE et al. (1967) à expliquer la zonalité inverse du métamorphisme progressif des faciès du Franciscan de Californie, par un recouvrement ultrabasique.

Dans l'état actuel des connaissances il est donc possible d'affirmer que les fluides ont pu agir à tous les niveaux et pas forcément plus dans les niveaux profonds que dans les plus superficiels. Il semble même que souvent ce soit l'inverse et que les zones les plus affectées par le métamorphisme haute pression sont les plus élevées, mais surtout les plus proches des chevauchements par des masses ultrabasiques. Il est donc possible que celles-ci aient joué le rôle de barrière imperméable aux fluides, les concentrant et les mettant en pression dans les formations sous-jacentes.

Cela implique des surpressions fluides liées à la tectonique et nous avons en effet remarqué que la différenciation métamorphique débute avec une activation des fluides contenus dans les roches au commencement (fissuration $m_1 d_1$) de déformations qui prennent leur plein développement dans la phase suivante (plissement $m_2 d_2$).

Ce modèle où un écran imperméable ultrabasique permet la mise en pression de fluides par surpression due au commencement des mouvements tectoniques, paraît actuellement le plus satisfaisant pour expliquer les modalités du métamorphisme $m_1 d_1$ dans la région d'Esfandagheh.

Quant à la surpression interne des gaz de la troisième hypothèse, nous ne la discuterons pas plus, car il ne s'agit pas d'un modèle indépendant et elle n'est qu'un facteur supplémentaire en faveur de l'hypothèse retenue ci-dessus.

En conclusion nous adoptons donc pour expliquer les hautes pressions fluides un modèle analogue à celui qui a été proposé par W.P. de ROEVER (1972 a), mais qui a été utilisé aussi par BROTHERS (1970) pour interpréter des faciès glaucophaniques de Nouvelle Calédonie.

Remarque

Le fait que nous acceptions jusqu'à plus ample information les résultats expérimentaux sur la stabilité des paragenèses rencontrées nous a obligé à chercher une origine possible de haute pression ou surpression. Tant qu'il n'y a pas d'arguments contraires aux hautes pressions que l'on prétend actuellement nécessaires à la cristallisation de certains minéraux, il faudra discuter d'une façon ou d'une autre de ces conditions. Mais il faut reconnaître qu'il n'est pas possible pour l'instant de garantir leur validité dans la nature.

Quoi qu'il en soit et quels que soient les résultats d'expériences ou de découvertes à venir, il est certain que dans la région d'Esfandagheh les cristallisations reconnues ont été soumises à l'influence :

- des masses ultrabasiques ou volcaniques comme barrières imperméables ;
- des premiers mouvements tectoniques qui ont permis la fissuration des matériaux, la différenciation métamorphique et par là même la glaucophanisation et l'albitisation caractéristiques de cette phase $m_1 d_1$, laquelle s'enchaîne naturellement aux fortes déformations et plissements de la phase $m_2 d_2$.

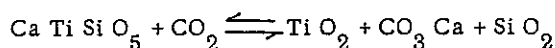
c-1-3 - Phase $m_2 d_2$

Elle est caractérisée par des déformations importantes (plissement) et des recristallisations aux dépens des minéraux des phases antérieures. Les minéraux suivants apparaissent :

actinote + chlorite + muscovite (+ fuchsite) + épidote + clinozoisite + calcite + quartz + albite + rutile II + sphène + feldspath potassique + biotite + grenat (?) + ankérite + magnésite + talc + pyrite + chalcoppyrite .

Cela correspond probablement au subfaciès à quartz - albite - épidote - biotite des Schistes verts (WINKLER, 1967).

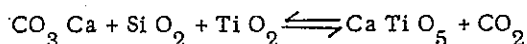
Comme en témoigne la recristallisation de sphène en calcite + quartz et rutile, selon la réaction :



la concentration en CO_2 lors de ces recristallisations était très élevée. Cela est indiqué également par le développement de la calcite aux dépens des grenats, de la zoisite, de l'aegyrine, du glaucophane, etc. ainsi que celui, énorme, de magnétite dans les ultrabasites métamorphisées.

Par ailleurs les amphiboles anciennes comme la carinthine et le glaucophane sont altérés en chlorite et en albite. Un peu de microcline apparaît aussi. Par rapport à la phase $m_1 d_1$ il est donc certain que la température a augmenté. WINKLER (1967) signale d'ailleurs des températures de l'ordre de 450°C - 470°C pour le début de ce subfaciès des Schistes verts.

Selon SCHUILLING et VINK (1967), en fonction des données expérimentales sur la réaction :



et pour une température d'environ 450° , on peut fixer la pression partielle de CO_2 à 300 bars (voir fig. 83)

Enfin, les minéraux du faciès à glaucophane sont déstabilisés et la lawsonite donne de la calcite, le pyroxène sodique donne de la chlorite, des carbonates et de l'albite.

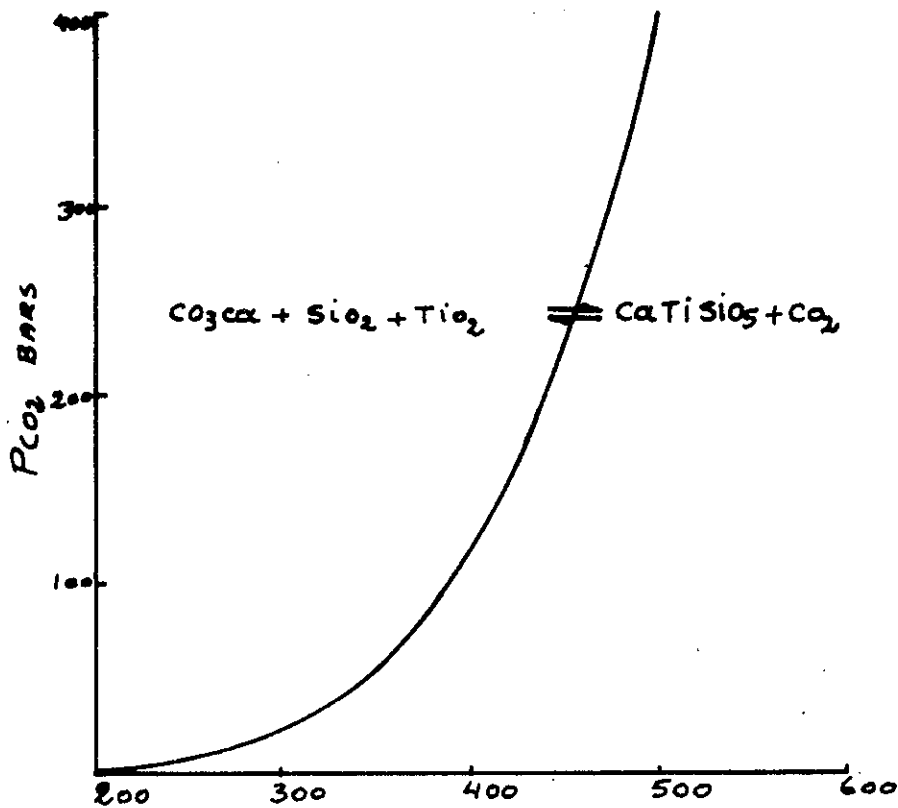


Figure 83 - Courbe de l'équilibre du sphène en fonction de la pression partielle de CO_2 (d'après SCHULING et VINK, 1967) -

c-1-4 - Conclusion

Les roches métamorphiques du "coloured mélange" ont subi une évolution en trois stades qui les fait passer du subfaciès à quartz - albite - épidote - almandin des Schistes verts, au faciès à glaucophane - lawsonite - jadéite, et enfin au subfaciès à quartz - albite - épidote - biotite des Schistes verts.

Le stade à glaucophane est une phase de haute pression des fluides et de basse température, de type métasomatique, avec mobilisation des éléments comme Na et Ca contenus dans les roches dès l'origine, différenciation métamorphique et sécrétion / concrétion des mobilisats dans les zones de faible énergie. Elle s'accompagne de ce fait de glaucophanisation d'anciennes amphiboles et d'albitisation, mais il n'y a pas d'apport extérieur de Na dont la réactivité est seulement due à sa mobilisation dans les roches mêmes où il amène ces transformations.

La forte pression des fluides nécessaire à cette mobilisation est conditionnée par des mouvements tectoniques et l'effet de barrière imperméable de masses ultrabasiqes chevauchantes. Cela permet la réalisation de paragenèses de haute pression jusque dans des niveaux assez superficiels.

Chaque phase nouvelle reprend les minéraux cristallisés dans l'étape précédente et la création des nouveaux minéraux ne découle pas des matériaux de la roche intacte (sauf pour la phase initiale "m"), mais de la transformation des cristallats plus anciens.

On peut donc représenter l'évolution des métamorphites du "coloured mélange" par un enchaînement du type : subfaciès à quartz - albite - grenat - almandin → faciès à glaucophane - lawsonite - jadéite → subfaciès à quartz - albite - épidote - biotite.

C - 2 - Problèmes particuliers

a) - les éclogites

Les faciès éclogitiques du "coloured melange" se présentent comme des bandes et passées diffuses dans les roches basiques métamorphosées. Les plus courants, comme les éclogites et les éclogites à carinthine, sont composés d'omphacite, carinthine, grenat, clinozoïsite et rutile, minéraux dérivant à la phase "m". Cela correspond au sub-faciès à quartz - albite - épidote - almandin des Schistes verts, qui fait la transition vers le faciès amphibolite.

Ces faciès, essentiellement composés d'omphacite, grenat, rutile et clinozoïsite, sont en équilibre avec d'autres roches avoisinantes qui, dans la même phase "m", ont atteint un degré de métamorphisme comparable au faciès Schistes verts final. Les éclogites (sensu stricto) ne sont donc pas forcément des produits de très hautes pressions.

Ces faits nous conduisent à admettre le raisonnement de différents auteurs qui émettent les doutes quant à la validité du concept du "faciès éclogite".

Pour GREEN et RINGWOOD (1966) en effet, les éclogites sont stables dans les zones très profondes, mais aussi dans toutes les zones de la croûte où l'eau est absente. COLEMAN et al. (1965) admettent qu'il y a trois types d'éclogites. Leur étude minéralogique, chimique et géologique indique que ces trois types cristallisent dans des faciès métamorphiques différents. Selon ces auteurs, il serait préférable de ne pas parler de "faciès éclogite" puisque la même roche peut apparaître dans des conditions différentes. Pour les trois types, ils démontrent que ce sont des roches qui dérivent de basaltes, depuis le basalte à olivine jusqu'au basalte tholéiitique. De même MORGAN (1970) indique que des éclogites et des amphibolites à grenat du Vénézuéla ont cristallisé dans le faciès amphibolite à épidote. SMULI KOWSKI enfin (1961, 1968), dans ses études sur les éclogites, conclut que ce sont des roches "qui peuvent être engendrées dans des conditions très diverses de température et de pression" et "qu'un faciès éclogitique au sens d'ESKOLA, n'existe pas".

Selon COLEMAN et al. (1965) il existe trois types d'éclogites :

- Groupe A :

éclogites en inclusions dans les kimberlites ou basaltes, ou en traînées et passées dans les ultrabasites.

- Groupe B :

éclogites en lentilles et passées associées à des migmatites

- Groupe C :

éclogites en lentilles et passées dans les métamorphites alpinotypes.

La composition chimique de ces éclogites varie depuis celle des basaltes à olivine (groupe A) jusqu'à celle des basaltes tholéiitiques (groupe C).

Pour le groupe A, la teneur en pyrope du grenat est supérieure à 55 %, varie entre 30 - 35 % pour le groupe B et est inférieure à 30 % pour le groupe C (voir figure 84-1).

En ce qui concerne la teneur en jadéite du pyroxène sodique associé au grenat, elle augmente du groupe A au groupe C alors que le pourcentage en diopside décroît dans le même sens (voir figure 84-2).

SMULIKOWSKI (1968) a également distingué trois types d'éclogites :

- Groupe I

Ce sont les pyroxénites à grenat (griquaïtes). Elles se rencontrent avec les ultrabasites ou les péridotites à grenat. Elles sont engendrées dans la manteau supérieur et contiennent les éléments caractéristiques suivants : orthopyroxène, olivine, hornblende et grenat. Ces roches ne doivent pas, selon SMULIKOWSKI, être classées pétrographiquement avec les éclogites.

- Groupe II

Éclogites ophiolitiques ou alpinotypes. Ce sont des produits dérivant de roches volcaniques à affinités tholéiitiques, ultérieurement transformées en prasinites et schistes à glaucophane. Les clinopyroxènes y sont très riches en Na₂O et appartiennent au groupe de l'omphacite. Les grenats sont dépourvus de Mg et riches en Ca.

- Groupe III

Éclogites communes. Ces faciès sont intercalés dans des paragneiss, des migmatites ou des granulites. L'omphacite y est moins sodique et les grenats y ont une teneur en Ca et Fe modérée ; Mg prédomine sur Fe.

Les éclogites de la région d'Esfandagheh ne peuvent pas être jugées sur leur chimisme. En effet elles sont beaucoup trop reprises par les nombreux filonnets à pumpellyite. Cependant, comme on le verra ci-après, on doit penser qu'elles dérivent de basaltes tholéiitiques. Minéralogiquement elles correspondent bien en effet au groupe C de COLEMAN et al. (1965) (voir fig. 84-1 et 84-2) à grenat pauvre en pyrope (14 %) et riche en grossulaire (64,5 %) et pyroxène assez riche en jadéite (34,4 %). Ces mêmes arguments les classent dans le groupe II de SMULIKOWSKI (1968, p. 99, tableaux 1 et 2). Les éclogites du "coloured melange" ont donc bien des faciès alpinotypes.

Ces points étant précisés un certain nombre de questions doivent être éclaircies.

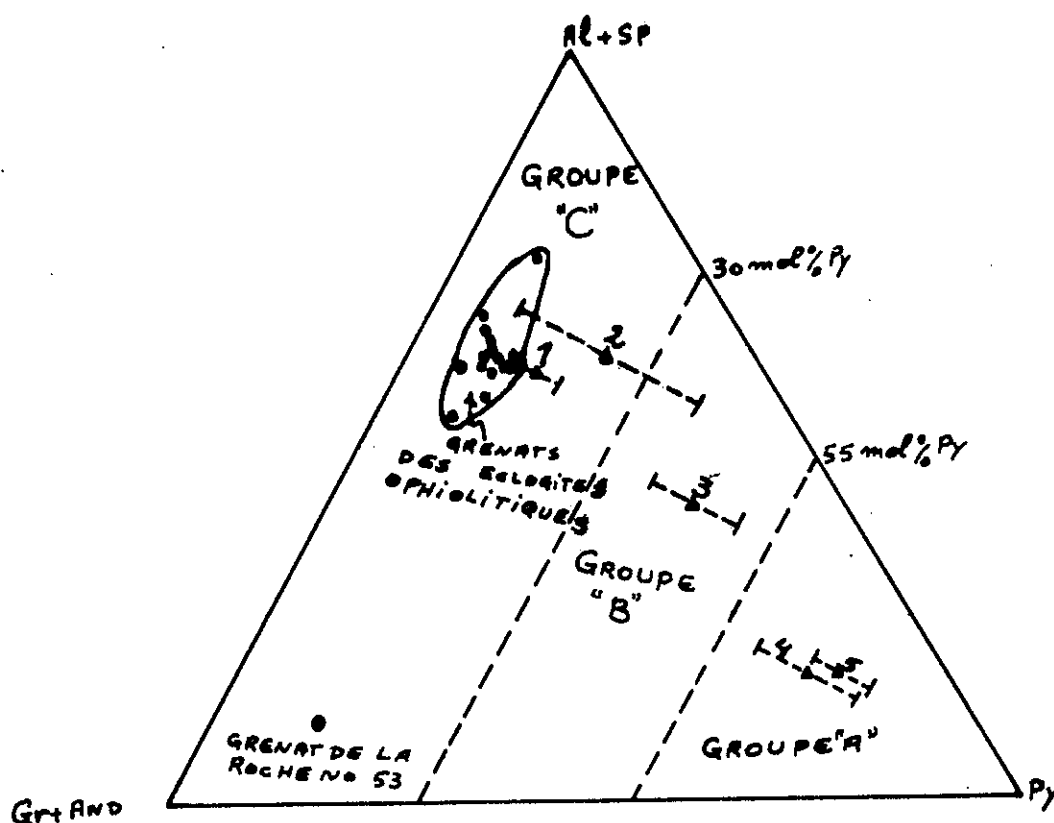


Figure 84-1 - Diagramme triangulaire montrant les proportions relatives des molécules (al + sp), (gr + and) + Py du grenat dans les éclogites.
 Cercles = grenats des éclogites alpines ;
 Triangles ; composition moyenne du grenat pour : 1 - amphiboles ; 2 - charnockites et granulites ; 3 - éclogites dans les gneiss et les migmatites ; 4 - éclogites dans les kimberlites ; 5 - éclogites dans les ultrabasites (d'après COLEMAN et al. 1965 X : grenat de notre éclogite -

1. - Quel est le matériel originel d'où dérivent les éclogites de la région d'Esfandagheh ?

Les analyses chimiques de ces roches, citées dans l'étude ci-dessus, ne peuvent pas apporter de précisions très fines en raison du métamorphisme pluriphasé et de l'éventuelle métasomatose. Cependant elles permettent d'avancer que le chimisme est voisin de celui de roches basaltiques à affinité tholéiitiques. En effet et bien que les chiffres fournis indiquent parfois des roches sous-saturées, les roches basaltiques les plus communes de la région sont bien toujours d'affinité tholéiitique, du Paléozoïque au Mésozoïque. Jamais de faciès sous-saturés en silice n'ont été rencontrés, et dans le complexe intrusif basique de Sargaz-Abshur le magma originel est même d'un type basaltique à quartz normatif. Il en est de même pour les spilites du Crétacé supérieur qui sont des tholéiites. Par ailleurs le faciès éclogitique le moins déstabilisé, a bien un chimisme et une norme de tholéiite.

Il est donc très probable que les éclogites dérivent de coulées de laves océaniques ou de tufs associés, intercalés dans des dépôts pélitiques et psammitiques. Si la plupart indiquent une norme à néphéline, il faut le mettre sur le compte des phases ultérieures de transformation durant lesquelles il y a certainement eu départ de SiO_2 et apport de Na_2O et CaO .

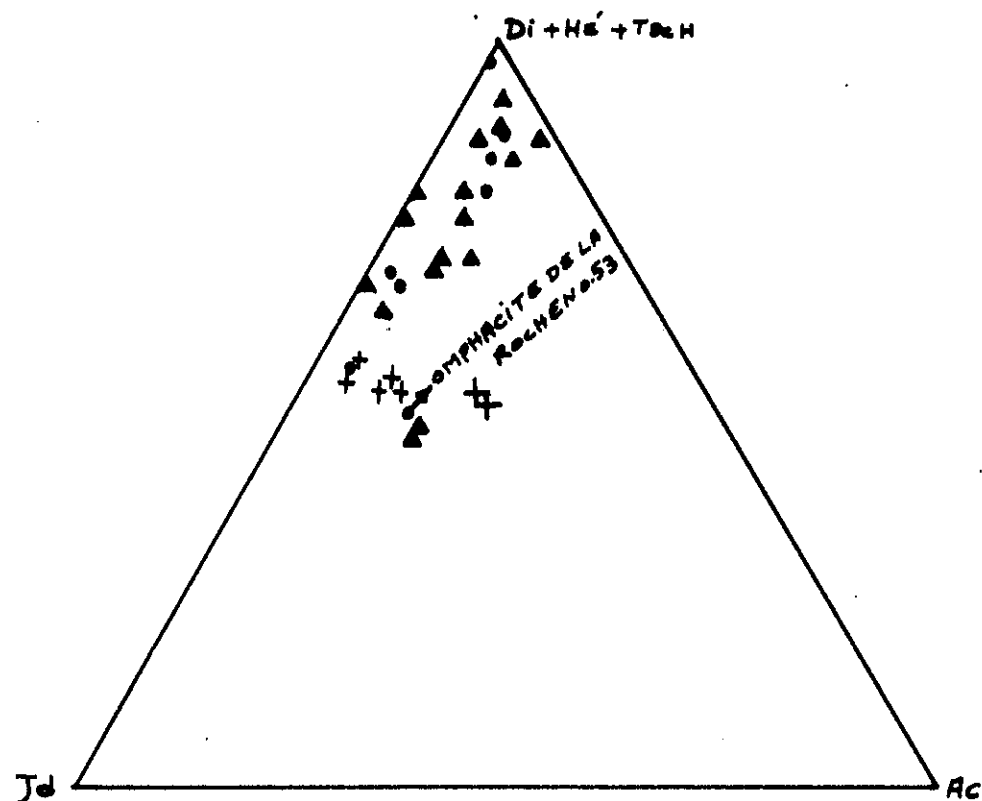


Figure 84-2 - Diagramme triangulaire montrant la composition des pyroxènes dans les éclogites en fonction de leur teneur en jadéite (jd) en acmite (ac) et diopside + hédénbergite + molécule de Tschermak (Di + Hé + Tsch) -
Cercles : groupe A des éclogites
Triangles : groupe B des éclogites
Croix : groupe C des éclogites (d'après COLEMAN et al., 1965) -

2. - Pourquoi les éclogites à omphacite coexistent-elles avec des faciès basiques à paragenèses hydratées ?

Il est possible de considérer que les éclogites sont le résultat d'une déshydratation au cours du métamorphisme. Le processus consisterait alors en une activation des fluides qui, avec une certaine quantité d'éléments en solution, quitteraient certaines zones qui se trouveraient ainsi asséchées et appauvries en certains éléments. Les points dont seraient expulsés de tels "mobilisats" deviendraient des milieux favorables à la cristallisation des paragenèses anhydres à omphacite et grenat.

On peut d'ailleurs comparer cette hypothèse à celle de la genèse d'éclogites des zones profondes où il y a coexistence de ces faciès avec des granulites et des migmatites. Là sous des conditions de température et de pression élevées il peut y avoir anatexie partielle et mobilisation de produits riches en SiO_2 , Na_2O , etc. Ces "mobilisats" quittant le milieu générateur, entraînent sa basification relative et son assèchement. La restite peut alors dans cette ambiance voir apparaître des paragenèses d'éclogite ou de granulite par simple départ des fluides (ici les mobilisats de fusion partielle) qui, en quittant le système, vont participer et faciliter le processus de migmatisation de l'environnement.

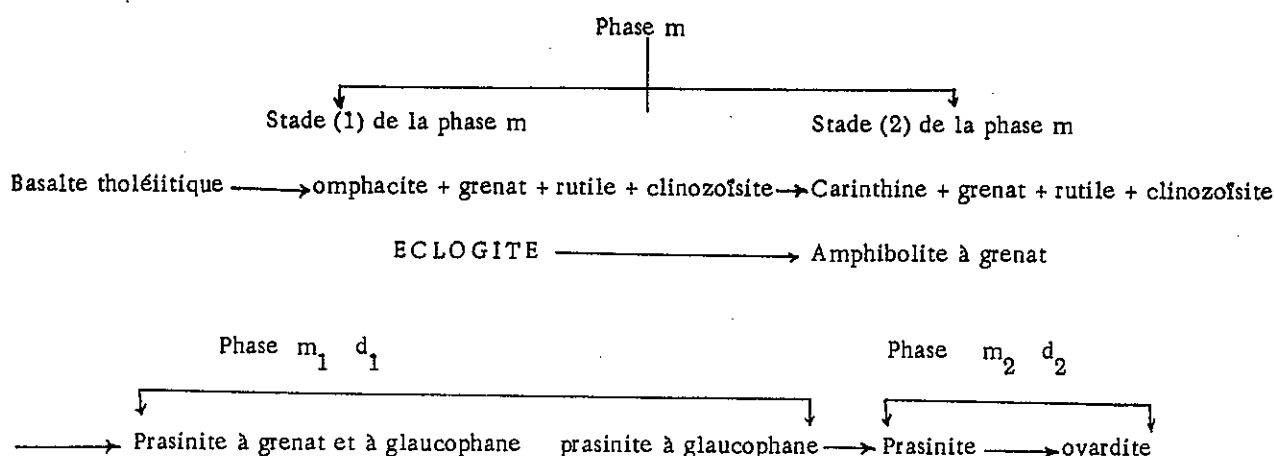


Schéma évolutif des roches vertes dans le métamorphisme pluriphasé de la zone du "coloured mélange".

qui rejoint ceux qu'ont proposés P. BEARTH (1967) et NICOLAS (1966) pour les ophiolites des Alpes occidentales.

éclogite → schiste à glaucophane et grenat → prasinite.

4. - Quelle est la raison de l'apparition de la biotite dans certaines éclogites ?

Nous venons de suggérer que lors de la phase m₂ d₂ l'élément K avait été mobilisé. Cela est évidemment vrai dans les matériaux où il existe. C'est le cas des faciès pélitiques ou psammitiques et c'est à partir d'eux qu'il peut envahir les roches basiques voisines. En effet jamais la grande quantité de K₂O de l'éclogite biotitique n'a été rencontrée dans les faciès volcaniques de la région. Il est donc nécessaire d'en trouver la source ailleurs que dans la roche mère de l'éclogite. C'est de la même façon que l'on peut expliquer la croissance régionale de muscovite, par exemple aux dépens de la zoisite. Ces arguments sont suffisants, à notre sens, pour que l'on puisse expliquer la sous-saturation en Si O₂ de l'éclogite à biotite par la métagénèse de K, nécessaire pour comprendre la déstabilisation des grenats par la biotite.

b) - La spilitisation

Le problème de la spilitisation est encore très ouvert et sujet à de multiples controverses. Nous voulons verser ici notre contribution à sa solution, car certains arguments sont particulièrement évidents dans la région d'Esfandagheh.

Avant tout il faut souligner que les roches spilitiques de la zone du "coloured mélange" sont soit en pillow dans les coulées, soit sans pillow, dans des filons diabasiques. Dans les deux cas ces roches ont des caractères de basaltes tholéiitiques. Le plagioclase primaire était certainement de type labrador, l'olivine est très rare et se présente en petits "cumulats" à inclusions de cristaux de picotite ou elle est reabsorbée par le fond feldspathico-hématitique ; le pyroxène dominant est monoclinique : c'est soit un diopside, soit une augite subcalciue.

Sur ces roches le processus de spilitisation est le résultat du métamorphisme pluriphasé et les spilites portent en effet la trace de plusieurs événements métamorphiques :

- tout en gardant leur structure variolitique les spilites montrent la transformation de leurs minéraux primitifs en lawsonite et pyroxène sodique (plagioclases), pumpellyite (olivine), chlorite et hématite (clinopyroxène). C'est dire que ces roches ont acquis une paragenèse métamorphique en conservant leur structure magmatique ;
- la déformation de la phase m₂ d₂ est sensible sur les spilites : les plagioclases sodiques sont plissés et dans le plan axial de ces plis se développent des filons d'albite. Il y a donc eu dans ces spilites deux croissances albitiques successives ;
- l'albite des filons traversant les plagioclases anciens est souvent de basse température ;
- les filons sécants des spilites, qui sont à lawsonite, albite, aragonite et pyroxène sodique, sont souvent plissés et recoupés par des fissures ;
- les recristallisations à albite + calcite ou aragonite aux dépens des plagioclases, contiennent souvent des reliques de ceux-ci.

Ces faits montrent bien le processus complexe, métamorphique, qui a affecté les spilites et si l'on replace ces roches dans leur cadre géologique on y retrouve les traces des phases métamorphiques vues ailleurs. Aussi est-on en droit d'affirmer que les spilites actuelles résultent de la somme des événements suivants :

- 1 - épanchement sous-marin de basaltes tholéitiques ;
- 2 - recouvrement par des sédiments de type pélitique oupsammitique et début de recristallisation dans un milieu à subsidence rapide. Culmination du métamorphisme dans les conditions de la phase "m", qui produit, à partir de roches identiques mais dans des zones plus profondes, des faciès écolitiques. Dans les niveaux plus superficiels les mêmes événements mènent à la chloritisation, l'hématitisation, la transformation des plagioclases en albite + calcite, etc. (l'hématite est typique de la phase "m") ;
- 3 - mobilisation de Na lors de la phase $m_1 d_1$, spécialement dans les roches pélitiques avoisinantes, d'où invasion des "basaltes" par les fluides riches en $Na_2 O$ et apparition dans les spilites des paragenèses de haute pression ;
- 4 - invasion par des fluides riches en Na et K, avec la phase $m_2 d_2$ et ses déformations, ce qui rend compte de la teneur assez élevée en $K_2 O$ des spilites.

Au total il faut admettre que dans la région la spilitisation est directement liée aux phases successives de métamorphisme et des métagénèses consécutives. Cela devrait, à notre sens, être pris en considération pour tous les processus de spilitisation, car les spilites sont des constantes des zones orogéniques actives où se développent des métamorphismes.

Cette opinion n'est pas nouvelle. CANN (1969) et HUGHES (1972) ont déjà émis des idées en ce sens. Il faut bien reconnaître en outre que dans ce cadre le chimisme de telles roches perd beaucoup de sa signification puisque il est constamment remis en question par les processus successifs et nombreux de recristallisation avec métagénèse (départs et arrivées successifs d'éléments).

II-3-4 - CONCLUSIONS GENERALES A L'ETUDE DE LA ZONE DU "COLOURED MELANGE"

L'histoire géologique de la zone du "coloured melange" peut être résumée comme suit :

1. - Evolution précoce

Développement d'une zone à la bordure de la zone de Sargaz-Abshur où une activité magmatique a commencé dès la fin des déformations et des métamorphismes de l'époque Trias supérieur - Jurassique inférieur. Il se crée alors des grabens à fond de roches basiques et / ou ultrabasiques, bordés par des horsts constitués par les métamorphites de Sargaz-Abshur.

2. - Sédimentation et volcanisme

Les bassins-grabens sont remplis par des sédiments de type flysch, radiolarites, argilites rouges et, en quantité moindre, calcaires. Pendant ce même temps et dès le Jurassique inférieur jusqu'au Crétacé supérieur et Eocène inclus, un volcanisme sous-marin de type tholéitique se développe. Ses cheminées d'alimentation constituent actuellement un réseau filonien important, de type diabasique. Les masses serpentinitiques des domaines de bordure ont pu introduire dès ce moment des blocs ultrabasiques exotiques dans les sédiments. Ceux-ci provenaient de l'érosion des reliefs de la zone de Sargaz-Abshur.

3. - Métamorphismes et déformations

Phase "m"

A mesure que les matériaux volcaniques sédimentaires s'accumulent dans les grabens sur un fond basique ils sont métamorphisés dans des conditions statiques. Le métamorphisme atteint le subfaciès amphibolite à albite et épidote du faciès des Schistes verts dans les zones les plus profondes et se traduit par une spilitisation des coulées à pillow-lavas et des diabases dans les niveaux plus superficiels. Les roches basiques donnent des éclogites, les sédiments des micaschistes, métacherts rubanés, etc. La pression est alors hydrostatique et les structures originelles des matériaux sont parfaitement conservées. Les roches ultrabasiques et les gabbros associés serpentinisés ou transformés en rodingites, etc. ; leur métamorphisme est en accord avec celui des faciès volcaniques et / ou sédimentaires.

Phase m_1-d_1

Peu à peu commencent des mouvements tectoniques. Les fluides présents dans les roches sont activés et, par différenciation métamorphique, les solutions riches en Na et Ca migrent vers les zones de moindre énergie (fissures, grenats écrasés, etc.). Les solutions extraites du matériau affectent les paragenèses de la phase "m" : il y a glaucophanisation et albitisation et de nouvelles paragenèses de haute pression et basse température sont créées. Les associations minérales correspondent au faciès à glaucophane, lawsonite et jadéite de WINKLER (1967). La pression est uniquement une pression de fluides ; son ordre de grandeur est peu précisé mais probablement voisin de 6 kb. La température est estimée à moins de 340° C. Il est probable que des surpressions d'origine tectonique interviennent en raison de la mise en place d'un écran imperméable de roches ultrabasiques chevauchantes. Les faciès éclogitiques et basiques tendent à être prinitisés et donnent des prasinites éclogitiques à glaucophane.

Cette phase est post-éocène, anté-pliocène.

Phase m_2-d_2

C'est une suite de la précédente ; elle se caractérise par d'intenses plissements avec schistosité de plan axial. Tous les minéraux des phases antérieures sont déstabilisés. Le développement des minéraux potassiques (mica), lié à la mobilité de K, est important. Les prasinites terminent leur évolution vers l'ovardite. Le P_{CO_2} est le caractère marquant de cette phase où la température s'est un peu élevée. On atteint le subfaciès à quartz - albite - épidote - biotite du faciès des Schistes verts, pour lequel la température est de l'ordre de 450 - 470° C (WINKLER, 1967). Cette suite directe de la phase m_1-d_1 est probablement oligocène.

Phase m_3-d_3

Au cours de cette période le métamorphisme est très léger, presque négligeable : c'est surtout une phase de déformation avec plis E-W et flexures. Elle doit être contemporaine des plissements du Zagros datés du Plio-Pléistocène.

4. - Plutonisme

Dans une période comprise entre l'Eocène et le Pliocène, peut-être Oligocène, une intrusion volcano-plutonique calco-alkaline (granodiorites, dacites, rhyolites, trachytes, andésites) pénètre la zone. Elle engendre un faible métamorphisme thermique à ses contacts avec le Crétacé supérieur.

Ce volcano-pluton subit la phase $m_1 d_1$ et les paragenèses de haute pression se développent aux dépens des minéraux magmatiques. Une altération ultérieure engendre un énorme développement de kaolinite, alunite, séricite et des concentrations métalliques (cuivre) à caractère régional. Des porphyres cuprifères sont déterminés alors sur les faciès filoniens intrusifs tardifs (granodiorites porphyriques) recoupant la masse plus volcanique.

5. - Constitution du "mélange"

Le caractère de mélange typique de cette zone est dû à la dispersion des blocs exotiques dans les faciès métamorphiques. La répartition de ces blocs a une origine tectonique et n'est pas un olistostrome synsédimentaire. La source des blocs est constituée par les horsts de la zone de Sargaz-Abshur qui surplombaient les matériaux des bassins grabens. Le processus du mélange des blocs volcaniques et / ou sédimentaires avec les faciès propres de la zone a sûrement commencé après l'Eocène avec les mouvements tectoniques marqués dans les métamorphites encaissantes. L'ampleur maximale du phénomène a dû être atteinte pendant le plissement du Zagros, lors de la phase $m_3 d_3$.

6. - Origine des ultrabasites et basites

Ce sont les mêmes roches que celles du complexe rubané de la zone de Sargaz-Abshur. Il y a une liaison directe entre l'évolution et l'individualisation de ces masses de la zone de Sargaz-Abshur et de celles du "coloured melange" (voir plus loin les interprétations générales). Elles constituent ici la partie basale des bassins de sédimentation et ont dû avoir un grand rôle dans l'intensification des processus de mélange en raison de leurs propriétés mécaniques. Elles ont subi les mêmes déformations et métamorphismes que les matériaux volcaniques et / ou sédimentaires de toute la zone.

Le tableau n° 44 et les figures 85 et 86 montrent les schémas évolutifs de la zone du "coloured melange".

Tableau n° 44 - Répartition des minéraux dans les différentes phases métamorphiques dans la zone du "coloured mélange"

phase minéral	Mg Det	m	m ₁	m ₂	m ₃
Olivine	Mg				
Titanoclinohumite					
Humite s. l.					
Zircon	Det				
Sphène	Mg			?	
Grenat	Det				
Vésuvianite					
Chloritofide					
Epidote	Det				
Clinozoïsite	Det				
Zoïsite					
Lawsonite					
Pumpellyite					
Orthopyroxène	Mg				
Diopside	Mg				
Augite subcalcaïque	Mg				
Aegyrine		?			
Pyroxène sodique					
Omphacite					
Pectolite					
Anthophyllite					
Trémolite	Mg				
Actinote	Mg				
Carinthine					
Glaucophane (crossite)					
Hornblende (brune)	Mg				
Muscovite	Mg				
Fuschite		?	?		
Biotite	Mg				
Stilpnomélane					
Talc					
Chlorite					
Serpentine	Mg				
Prehnite					
Plagioclase	det, Mg				
K-feldspath	Mg				
Quartz	Mg				
Analcime	Det				
Zéolite					
Hématite					
Ilménite	Mg				
Rutile					
Leucoxène					
Spinelite	Mg				
Pérovskite	Det	?	?		?
Limonite					
Pyrite					
Chalcopyrite					
Calcite	Det				
Magnésite					
Sidérite	Det				

Tableau n° 44 - Répartition des minéraux dans les différentes phases métamorphiques dans la zone du "coloured mélange"
(suite)

minéral \ phase	Mg Det	m	m ₁	m ₂	m ₃
Dolomite	Det				
Ankérite					
Huntite					
Aragonite					
Apatite	Det				
Graphite	Mg				

Mg : indique les minéraux reliques des roches intrusives et volcaniques;

Det : indique les minéraux d'origine détritique.

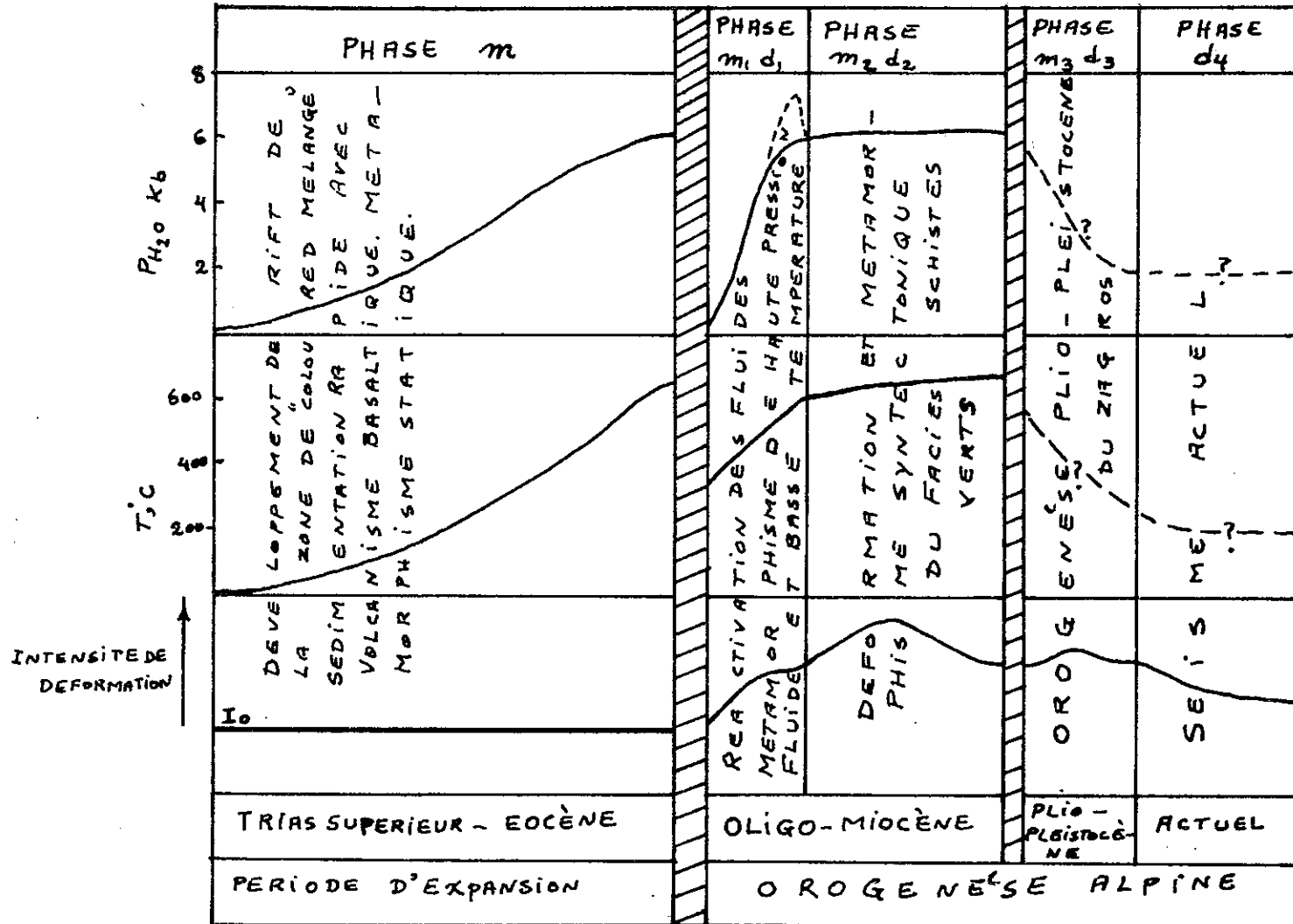
— : Présence stable et plusieurs générations.

--- : Présence probable ou problématique.

Figure 85 - Schéma des événements géologiques dans la zone du "coloured mélange"

		Période de compression	
		Récent et actuel	
Période d'extension ou d'expansion	Trias supérieur - Eocène	Phase m	<p>Cette phase a commencé au Trias supérieur par l'écartement des blocs des métamorphites de la zone Sargaz-Abshur en même temps que l'invasion des matériels basaltiques et la formation de roches intrusives rubanées. Un bassin sédimentaire provenant des horsts d'Abshur-Sargaz, soit à l'intérieur de cette zone, soit en bordure, remplissaient cette zone. Un volcanisme tholéïitique alimenté par des dykes diabasiques avait lieu. Il se dépose des radiolarites, des argilites rouges, des calcaires pélagiques (très peu) jusqu'à l'Eocène inférieur. Par suite du flux thermique considérable dans ce bassin et par suite de la subsidence rapide à mesure que les sédiments se rassemblaient, il se produit un métamorphisme ; la culmination de celui-ci donne naissance à un faciès amphibolite à épidote et albite qui était essentiellement un métamorphisme parallèle à la stratification, sans déformation.</p>
	Phases alpines proprement dites (Oligocène)	Phase (m ₂ d ₂ l ₂ s ₂)	<p>La phase m₁ d₁ n'a pas duré longtemps et par fracturation des barrières les fluides ont pénétré la zone Sargaz-Abshur. C'est à ce moment que la température a augmenté en même temps qu'avait lieu une déformation. Pendant celle-ci la stratification jusqu'alors non déformée mais métamorphisée, se plisse en une série de plis semblables, parfois avec plis couchés avec schistosité de plan axial (surtout dans les ultrabasites). Une série de minéraux typique du faciès Schistes verts se développent dans les plans axiaux des plis (N145 E), en déstabilisant les minéraux de la phase m et m₁ d₁.</p>
	Plio-Pliocène	Phase (m ₃ d ₃ l ₃ s ₃)	<p>La phase (m₃ d₃ l₃ s₃) est caractérisée par des plis E-W, des kinks, des kink-folds, un clivage de plan axial, un métamorphisme très faible : chloritisation, épidotisation des minéraux préexistants. C'est au cours de cette phase qu'une série de charriages vers le SW et un écaillage de la zone du "coloured mélange" ont commencé. Les blocs exotiques se sont formés à partir de horsts ou de blocs de la zone de Sargaz-Abshur chevauchant sur le "coloured mélange".</p>
	Récent et actuel	d ₄	<p>La phase (m₃ d₃ l₃ s₃) a duré jusqu'à présent. Ses effets actuels sont les séismes actuels et le mouvement dextre du Main Thrust qui est actuellement actif est dû à une compression liée à l'ouverture de la Mer Rouge qui pousse le domaine iranien vers le NE.</p>

FIG. 86- EVOLUTION THERMODYNAMIQUE DES DIFFÉRENTES PHASES DE METAMORPHISME ET DEFORMATION DANS LA ZONE DU 'COLOURED MÉLANGE'.



III. - TROISIEME PARTIE - INTERPRETATION

MODELE STRUCTURAL ET CONCLUSION GENERALE

III-1 - RESUME DE LA GEOLOGIE REGIONALE

III-2 - MODELE PETROSTRUCTURAL INTERPRETATIF

III-3 - CONCLUSION GENERALE

III. - INTERPRETATION - MODELE STRUCTURAL ET CONCLUSION GENERALE

Dans cette dernière partie de l'ouvrage on se propose de faire d'abord un bref rappel des principaux événements enregistrés par les roches de la région d'Esfandagheh, puis d'essayer de relier entre eux ces différents événements pour enfin parvenir à proposer un modèle de l'évolution pétrostructurale régionale. Nous tenterons également d'élargir ces conclusions à la géologie de l'Iran afin d'y replacer l'ensemble des phénomènes dans l'explication proposée. Cela entraînera à considérer le contexte global où se situe cette fraction de la chaîne alpino-himalayenne.

III-1. - RESUME DE LA GEOLOGIE REGIONALE

La région d'Esfandagheh se situe en une position charnière entre différentes unités structurales de l'Iran et particulièrement dans la zone de rencontre entre l'unité de Sanandaj-Sirjan et celle du Zagros (voir 1re partie, fig. 2).

Dans le détail, il est possible de subdiviser la région en trois grandes zones structurales (voir 2e partie, fig. 3) :

- a) - la zone de Sargaz-Abshur,
- b) - la zone du "coloured melange",
- c) - la zone du Zagros.

Nous nous sommes intéressés ici aux deux premières zones. Nous avons vu que chacune d'elles a enregistré deux grandes séries d'événements :

1. - une "phase initiale" (*) qui est antérieure aux déformations génératrices de plissements etc.
2. - une "phase orogénique" qui correspond à l'époque de fermeture du bassin de sédimentation et donc à des phénomènes de compression.

Ce sont ces repères qui vont nous permettre de situer la rapide revue des caractères géologiques de chaque zone.

A. - LA ZONE DE SARGAZ-ABSHUR

L'histoire de cette zone est plus compliquée car elle a subi deux "phases orogéniques" : celle qui suit normalement la "phase initiale" propre à cette zone : c'est la phase orogénique paléocimérienne et des mouvements alpins tardifs, eux-mêmes précédés par une phase initiale. Nous envisagerons successivement ces deux couples d'événements.

A-1. - Le couple ancien : paléozoïque - triasique

Le couple de phases initiale/orogénique s'étage sur un long laps de temps, mais la phase orogénique triasique (paléocimérienne) est beaucoup plus brève que celle qui précède.

Dans cette zone la plus grande partie du matériel originel, parvenu maintenant à un état métamorphique, est dévonienne. Cependant l'individualisation du bassin de sédimentation est précoce et a dû probablement commencer dès l'Infracambrien. On peut se fonder, pour assurer cela, sur les régions voisines où le complexe d'Abshur repose effectivement sur des formations métamorphiques qui descendent jusqu'à l'Infracambrien. Mais dans la région étudiée, seul le Dévonien a été reconnu. Il apparaît qu'à la fin du Précambrien le vieux bouclier s'est fracturé et des bassins de

(*) Nous entendons par "phase initiale" une période comprise entre le moment de la création du bassin de sédimentation jusqu'à l'arrêt des dépôts, mais avant la manifestation des mouvements orogéniques.

sédimentation assez étroites s'y sont créés, en des sortes de grabens. Les orientations générales de ces bassins sont celles de la "Main Thrust" du Zagros.

La définition de tels bassins linéaires est basée sur le fait que durant la période allant de l'Infracambrien au Trias, la sédimentation est, dans cette région, tout à fait différente de celle qui prévalait à la même époque sur les plates-formes adjacentes et limitées brutalement par des fractures. En effet on rencontre là des dépôts détritiques épais (subsidence rapide) alors qu'à côté ce sont des calcaires qui dominent. Par ailleurs, avec les sédiments détritiques, interviennent de très puissantes manifestations volcaniques tholéïtiques, absentes sur les plates-formes.

Il existe en outre, à la base des complexes métamorphiques de cette zone, des masses importantes de roches basiques - ultrabasiques rubanées. Dans la zone étudiée cette suite n'affleure pas, mais elle a été mise en évidence (SABZEHI et al., 1970) dans le Kuh-e-Anjiran à 70 km au NE de Neiriz, avec le même cadre géologique. Ces premières manifestations magmatiques basiques ont été métamorphosées par les différentes phases qui affectent tout le complexe de Sargaz-Abshur(*).

On est donc en présence d'un bassin qui a valeur d'un "rift intracontinental", au sens de MILANOVSKY (1972). L'existence de telles fosses-grabens dans le Paléozoïque inférieur a déjà été signalée par RUTTNER et al. (1968). STÖCKLIN (1968) en Iran central. Dans cette région ces bassins sont dirigés selon les grands systèmes de fractures N-S de la région. Ici comme là les grandes failles du bouclier précambrien ont donc conditionné l'apparition des zones de sédimentation, alimentées par les horsts qui les bordaient.

Au fur et à mesure que le remplissage des bassins progressait une recristallisation se produisait. Les causes de ce métamorphisme paraissent directement liées à la nature du rift : d'abord une subsidence rapide et donc une grande accumulation de matériaux, ensuite un flux thermique élevé (attesté par l'intense activité magmatique). Certaines paragenèses se sont alors développées dans des conditions statiques. C'est la phase de recristallisation "M", qui dans la région étudiée atteint le sous-faciès à quartz - albite - épidote - almandin des Schistes verts.

Après le paroxysme de la phase "M", les métamorphites subissent des déformations en compression qui commencent très probablement au Trias moyen et s'achèvent avant le Jurassique inférieur. Elles se succèdent comme suit :

- juste avant le premier plissement : apparition de glaucophane aux dépens d'amphiboles plus anciennes. Cela peut être mis en relation avec une activation des fluides liée aux prémices des mouvements orogéniques ;
- ce début de nouvelles recristallisations se complique par l'intervention de plissements, durant lesquels le métamorphisme persiste. Des plis couchés de direction E-W apparaissent, avec une schistosité de plan axial. C'est la phase $M_1 D_1$;

- la schistosité S_1 est à son tour plissée pendant la phase $M_2 D_2$, au cours de laquelle le métamorphisme s'accroît grâce à une augmentation sensible de la température ;

- le flux thermique qui intervient alors est consécutif à une activité magmatique basique. Un peu tardivement le magma lui-même pénètre les métamorphites et y développe une remarquable zone de contact thermique. C'est la phase M_3 . Le magma basaltique qui envahit la croûte en voie de cratonisation, se différencie en une suite de faciès allant des ultrabasites aux granites.

Les dépôts du Jurassique inférieur recouvrent en discordance toutes les roches métamorphiques ou / et éruptives de la zone.

On est donc en présence, au-dessous de la discordance du Jurassique inférieur, d'un élément d'orogène paléocimérien. La zone de Sargaz-Abshur, ainsi définie, a été créée dès l'Infracambrien au cours d'une "phase initiale" persistant jusqu'au Trias moyen, poursuivie par la seconde partie du couple : la "phase orogénique" paléocimérienne proprement dite. C'est alors, entre le Trias moyen et le Jurassique inférieur, que le bassin s'est refermé, a été métamorphosé et exondé.

A-2. - Le couple récent : Jurassique inférieur - Crétacé inférieur

Cette nouvelle histoire est beaucoup plus brève que la précédente.

Au Jurassique inférieur une mer épicontinentale envahit la zone de Sargaz-Abshur. Mais dès le Jurassique moyen le caractère de sédimentation change et une activité volcanique tholéïtique nouvelle apparaît. Les produits volcaniques se mêlent à des dépôts de type flysch. Près des zones riches en matériel éruptif s'observent des radiolarites et des argillites rouges.

(*) Soulignons que cette suite ultrabasites-gabbros ne doit pas être confondue avec une série identique qui pénètre dans le complexe de Sargaz-Abshur au Trias moyen. Il s'agit ici d'un magmatisme bien antérieur, paléozoïque.

Après le Jurassique moyen la sédimentation devient carbonatée et se poursuit jusqu'au Crétacé inférieur avec quelques épisodes à coulées andésitiques.

L'Albo-Aptien recouvre le Jurassique en discordance angulaire. Il semble que l'on soit en présence d'un bassin qui a commencé à évoluer comme un nouveau rift intracontinental mais qui a, pour une raison inconnue, avorté avant son ouverture et son évolution complète.

Tous les faciès post-jurassiques inférieur, ainsi que leur substratum, ont été repris par les déformations proprement alpines au cours du Crétacé et du Tertiaire. Mais avant cela les roches volcaniques qui y sont intercalées ont été spilitisées, ce qui semble bien indiquer le commencement d'évolution en rift avec métamorphisme statique initial, comme pour le couple précédent.

B. - LA ZONE DU "COLOURED MELANGE"

Cette zone, (dont la suite stratigraphique reconstituée est indiquée dans la deuxième partie de cet ouvrage : voir fig. 62), a une histoire qui a commencé avec l'invasion du complexe de Sargaz-Abshur par le magma basique (phases $M_2 - M_3$). En effet les suites de roches ultrabasiques - basiques des deux zones structurales sont en parfaite continuité. Par ailleurs, on peut aussi constater (voir deuxième partie, fig. 3) que la zone du "coloured melange" s'est créée par fragmentation et extension des masses métamorphiques préjurassiques de Sargaz-Abshur, et constitue ainsi des grabens encadrés par des horsts de métamorphites anciennes (cf. les failles bordières subverticales des bassins).

On a donc encore une organisation en rifts intracontinentaux qui ici sont la conséquence des dernières activités paléocimériennes. STÖCKLIN (1968) a en effet déjà signalé que lors des mouvements paléocimériens la plate-forme unifiée du Paléozoïque, a été séparée en deux domaines à évolution différente à partir du Trias supérieur. Selon ce même auteur cette coupure était préfigurée bien avant et dès l'Infracambrien. Ce sont même, selon lui, ces grands accidents pérennes, et leur rejeu au cours de la phase paléocimérienne, qui ont conditionné dans tout l'Iran les vastes systèmes en horsts et grabens caractéristiques de tout le pays, et la sédimentation consécutive.

La fosse du Zagros s'individualise à la même période, et juste après l'invasion par les magmas basaltiques, la sédimentation rapide s'installe dans la zone du "coloured melange". Il faut remarquer que toute l'organisation de ces systèmes se produit selon des bassins linéaires et assez étroits. On peut ainsi penser qu'ils sont en effet très liés et comparables.

Cependant, dans la zone du "coloured melange", la connexion du bassin avec des chambres magmatiques persiste longtemps. Au cours du temps des manifestations volcaniques superficielles changent pourtant. Jusqu'au Trias supérieur l'activité magmatique se traduit par la mise en place de complexes éruptifs grenus rubanés, différenciés depuis les termes ultrabasiques jusqu'aux termes acides. A partir du Trias supérieur le magma à affinités tholéiitiques se manifeste, sans différenciation, sous la forme de coulées de laves en coussins (actuellement transformées en amphibolites à grenat, élogites et prasinites...) qui se mêlent à la sédimentation détritique dont la source est dans les horsts adjacents des métamorphites de Sargaz-Abshur.

Ce remplissage du rift du "coloured melange" se poursuit selon ces modalités jusqu'à l'Eocène inclus. Comme précédemment, au cours de ces dépôts une recristallisation des matériaux accumulés, se produit. Là encore les causes de ce métamorphisme sont à relier à la nature même du bassin : sédimentation rapide avec accumulation de grandes épaisseurs et flux thermique élevé. Les transformations de toute la pile de sédiments et de matériaux éruptifs se produisent sous des conditions statiques : c'est la phase "m".

L'évolution ultérieure est encore tout à fait comparable à celle qui a été décrite plus haut : les métamorphites de la phase "m" sont progressivement affectées des déformations en compression qui débutent après l'Eocène (et se déroulent encore actuellement) accompagnées par d'autres recristallisations. On a la succession suivante :

- avec les premières compressions une intense activité des fluides favorise la fracturation des roches déjà recristallisées au stade "m", et une différenciation métamorphique. Des mobilisats, surtout sodiques, en résultent ; ils percolent au travers des différentes roches, se concentrent dans les fissures et y entraînent la cristallisation de paragenèses du faciès à glaucophane-lawsonite-jadéite. L'intensité de ces transformations est rigoureusement contrôlée par la répartition des massifs ultrabasiques, qui, jouant le rôle d'écran imperméable, permettent, à leurs abords, la mise en pression des fluides. C'est la phase $m_1 d_1$;

- le plissement suit ; le métamorphisme persiste durant ces déformations, il se réalise dans les conditions du faciès des Schistes verts : c'est la phase $m_2 d_2$.

Ces deux phases qui s'enchaînent l'une à l'autre se sont déroulées pendant l'Oligocène ;

- ultérieurement un nouveau plissement affecte ces métamorphites composites au Plio-Pléistocène.

Au total, la zone du "coloured melange", créée par fragmentation du craton constitué par les métamorphites de Sargaz-Abshur au cours de l'achèvement de l'orogénèse paléocimérienne, possède une "phase initiale" qui a duré jusqu'à l'Eocène. Les compressions, et la surrection consécutive, correspondent à la "phase orogénique" débutée après l'Eocène et ne sont pas encore achevées. Dans cette histoire le "coloured melange" a une évolution orogénique alpine typique.

C. - PROBLEMES POSES PAR LA REGION D'ESFANDAGHEH

On a négligé dans le résumé de l'histoire géologique de la région exposé ci-dessus, les problèmes spécifiques posés. On peut les schématiser comme suit :

1. - Relations entre événements alpins sensibles d'une part dans la zone du "coloured melange", et d'autre part dans la zone de Sargaz-Abshur.

Les derniers événements qui peuvent être définis dans la zone de Sargaz-Abshur sont les phases que l'on a dénommées D_3 , $D_4 M_4$ et D_5 . Il est en partie possible de les paralléliser avec certaines traces proprement alpines plus évidentes dans la zone du "coloured melange".

Ainsi $D_4 M_4$ correspondant à une invasion des métamorphites de Sargaz-Abshur par des fluides riches en SO_2 , CO_2 , O_2 et F etc. Cela est assez comparable avec ce qui se produit lors de $m_1 d_1$ dans la zone du "coloured melange". En effet dans les secteurs limitrophes entre les deux zones structurales, il est fréquent de rencontrer dans les métamorphites de Sargaz-Abshur des filons à paragenèse hydratée et à pumpellyite et prehnite qui sont donc tout à fait semblables et en continuité avec ceux du "coloured melange" ($m_1 d_1$). Aussi doit-on admettre que $m_1 d_1$ correspond à $D_4 M_4$, ce qui signifie que lors des premières compressions proprement alpines les fluides fortement mobilisés sont mis en pression derrière les barrages constitués par les masses ultrabasiques séparant les deux zones structurales. Ces masses en arrivent à être elles-mêmes usées ce qui permet leur franchissement par les fluides qui envahissent alors les métamorphites paléocimériennes. Il y a donc un certain décalage dans le temps entre les cristallisations hydratées dans la zone du "coloured melange", puis dans celle de Sargaz-Abshur. Mais il y a aussi une autre différence d'action. En effet, la détente produite tardivement par la fissuration des ultrabasites et leur franchissement par les fluides, rend ceux-ci incapables de développer des paragenèses H.P./B.T. Aussi existe-t-il successivement :

- * métamorphisme de HP/BT dans le "coloured melange", en avant des ultrabasites ;
- * fissuration des ultrabasites, invasion et franchissement consécutifs par les fluides qui peuvent alors intervenir sur les faciès de Sargaz-Abshur sous une pression moindre.

Donc $m_1 d_1$ dans le "coloured melange" a sa correspondance dans la zone de Sargaz-Abshur par $D_4 M_4$, mais un peu tardivement, et selon des caractéristiques légèrement différentes (pas de hautes pressions). Il ne s'agit que d'un reflet différé, non d'un parallélisme exact.

2. - Caractères des recristallisations HP/BT dans la zone de Sargaz-Abshur

Ce type de métamorphisme à glaucophane n'est jamais, là, très affirmé. En outre la paragenèse complète n'est pas conservée et il est possible de se demander si cet épisode n'est pas uniquement spécifique des transformations proprement alpines. En effet dans les phases de transformations paléocimériennes qui caractérisent la zone de Sargaz-Abshur, les reliques de glaucophane n'ont été retrouvées qu'une seule fois. De plus le seul glaucophane n'est pas du tout suffisant pour justifier de hautes pressions. Pourtant plusieurs particularités permettent de penser qu'un stade HP/BT a réellement été réalisé dans les événements paléocimériens ;

- * le glaucophane remplace des amphiboles de la phase M, puis il est déstabilisé à son tour par des chlorites synschisteuses de $M_1 D_1$. Chronologiquement le glaucophane occupe donc une place intermédiaire entre la phase initiale M et les premières manifestations orogéniques de type $M_1 D_1$;
- * en comparant l'évolution thermodynamique des métamorphismes de la zone du "coloured melange" et celle de Sargaz-Abshur, on peut être frappé par leur similitude. Il existe en effet, dans les faciès proprement alpins, une phase de HP très caractérisée, et développée aux dépens des résultats du métamorphisme initial "m", du tout début de la phase orogénique. Les plissements et les métamorphismes syncinématiques reprennent le touc, ensuite. Dans les suites.

pétrologiques paléocimériennes la succession est très voisine et la différence est surtout que là les événements sont triasiques, alors qu'ils sont oligocènes dans le "coloured melange". Cette analogie permet donc d'envisager qu'à un moment donné il y a réellement eu, dans les deux cas, un temps où régnaient de hautes pressions, et cela en dépit de la rareté des paragenèses caractéristiques dans les métamorphites les plus anciennes. Mais il faut alors se demander pourquoi ces caractères de haute pression sont si mal (ou pas du tout) conservés dans la zone de Sargaz-Abshur.

On peut présenter le problème comme suit :

- nature du métamorphisme HP/BT

Le stade de transformation a en général une durée très brève ainsi que le suggère la répartition des paragenèses typiques juste au début des déformations. Il est donc probable que l'équilibre n'a jamais été totalement réalisé. Cela est même évident dans les faciès du "coloured melange" où les minéraux de la phase "m" ne sont jamais complètement détruits par l'épisode de haute pression, pourtant très net, $m_1 d_1$. Par ailleurs, immédiatement à la suite, une nouvelle phase liée aux déformations, remanie un matériel non totalement homogénéisé, et durant ce phénomène la température monte sensiblement. Ainsi les paragenèses HP/BT ont peu de chances de subsister et cela est d'autant plus vrai que progressivement la pression partielle en CO_2 augmente également ce qui a pour effet de déstabiliser rapidement des minéraux comme la lawsonite (NITSCH, 1972).

Tout cela représente une évolution normale d'un métamorphisme orogénique, quel que soit son âge. Mais d'autres facteurs entrent en compte, pour ce qui concerne la zone de Sargaz-Abshur ; en effet :

* on est là en présence de matériaux qui ont subi la succession des phases paléocimériennes puis celle, plus récente, qualifiée d'alpine (avec dans chaque cas le couple : phase initiale/phase orogénique). Il est donc probable que dans de telles conditions, les chances qu'ont les paragenèses HP/BT paléocimériennes d'être préservées dans leur totalité s'amenuisent considérablement, surtout par rapport à celles du "coloured melange" qui ont subi une évolution plus simple (un seul couple : phase initiale/phase orogénique) :

* on sait qu'après une longue phase initiale M, la zone de Sargaz-Abshur fut soumise à une suite de transformations complexes. Elles ont culminé avec M_3 , par des températures particulièrement élevées lors de l'intervention du magma basaltique dans les métamorphites. Ainsi les paragenèses de haute pression, qui ont dû se réaliser tout au début de ces transformations, après M, sont restées sous l'influence d'un flux thermique croissant pendant une période plus longue, ce qui peut expliquer leur difficulté préservation ;

* à la suite de M_3 la région d'Esfandagheh a été morcelée pour donner place aux bassins du "coloured melange". La période de sédimentation s'est écoulée entre le Trias supérieur et l'Eocène et durant tout ce temps préparatif à l'orogénèse alpine proprement dite, le climat thermodynamique de la zone Sargaz-Abshur a permis de notables rétro-morphoses dont les effets ont complété sur les minéraux tout juste créés, les destructions déjà très avancées. Il en est de même pour la période où les fluides envahissent tous les faciès ($m_1 d_1$ et/ou $M_4 D_4$, voir ci-dessus) au début des déformations alpines : c'est une ambiance peu favorable à la conservation de paragenèses anciennes de haute pression qui n'ont pas subi les métamorphites du "coloured melange".

Il ressort de cette discussion qu'il est d'autant plus improbable de rencontrer des minéraux caractéristiques de HP/BT que l'on s'adresse à des faciès plus anciens. Il est assez clair par exemple que des minéraux comme le glaucophane, la lawsonite ou la jadéite ont bien rarement été signalés dans des métamorphismes précambriens. C'est cela qui a pu faire croire que le métamorphisme HP/BT est uniquement spécifique de l'orogénèse alpine. Mais on a déjà plusieurs fois démontré qu'il n'en était rien. KAADEN (1966) a en effet signalé en Turquie l'existence de deux zones à glaucophane : l'une paléozoïque, l'autre alpine. Il est probable que dans un contexte similaire elles représentent la continuation vers l'Ouest de la zone iranienne de Sanandaj-Sirjan. Selon KAADEN on a effectivement un faciès Schistes verts glaucophanitique au Primaire et un faciès à glaucophane + lawsonite + jadéite à l'Alpin, ce qui correspond bien à ce que nous décrivons ici.

Ces observations ont été faites aussi en d'autres lieux : MIYASHIRO (196) décrit la juxtaposition de "paired belts" au Japon, l'une du Trias, l'autre du Crétacé supérieur. Des faciès à glaucophane ont été signalés dans l'Hercynien (fle de Groix, France, par exemple) ou aussi dans le Précambrien (INDOS). Ainsi les faciès HP/BT n'ont-ils rien de réservé en seul régime alpin et il est possible de penser qu'ils représentent au contraire le début (mise en pression) de tout métamorphisme orogénique, c'est-à-dire la fermeture du bassin de sédimentation à ophiolites.

On se trouvera donc en désaccord complet avec les idées émises par exemple par De ROEVER (1965) pour qui l'absence de métamorphisme à glaucophane dans les orogènes antémésozoïques, et au contraire sa généralité dans les chaînes alpines, est dû à la décroissance constante du flux thermique terrestre engendré par radioactivité.

De la même manière, étant donné que les véritables épisodes à très haute pression d'un métamorphisme sont toujours éphémères et surtout immédiatement suivis par des conditions d'un faciès Schistes verts banal, il serait souhaitable de supprimer le terme de "Schistes verts glaucophanitiques". Il s'agit en effet toujours de la superposition de deux paragenèses successives.

3. - Corrélations dans le temps et l'espace entre les phases $M_1 D_1$, $M_2 D_2$ et M_3 (paléocimériennes) et la création de la zone du "coloured melange"

De la phase $M_1 D_1$ à M_3 il y a d'une part croissance continue de la température et d'autre part atténuation des déformations qui sont inexistantes lors de M_3 . Cette montée en température se manifeste d'ailleurs dans le cours même de $M_1 D_1$ puisque entre la formation du glaucophane et la phase $M_1 D_1$ caractérisée elle est déjà sensible. Ce sens progressif dans le temps est également net dans l'espace car il y a une croissance de la température en direction des masses du complexe éruptif basique rubané.

Ce dernier, résultat de la différenciation d'un magma basique au cours du Trias, constitue des intrusions dans les métamorphites de Sargaz-Abshur, mais aussi le soubassement de la zone du "coloured melange". Or cette zone est le siège d'une intense activité magmatique du Trias à l'Eocène. Ainsi tous ces événements sont-ils liés, d'une manière ou d'une autre, à une grande mobilité des parties supérieures du manteau. Pour tenter de mieux établir cette relation, on peut suggérer la suite des phénomènes de façon ci-après :

1 - dans la zone de Sargaz-Abshur la fin de la phase M est marquée par un changement de caractère problématique, dans l'activité du manteau. Consécutivement le bassin de sédimentation correspondant est soumis à des compressions et se referme ($M_1 D_1$).

2 - il se produit une fusion partielle des couches supérieures du manteau et un magma tholéitique est injecté vers les matériaux sus-jacents ce qui provoque d'abord un accroissement du flux thermique ($M_2 D_2$) et le métamorphisme syncinématique.

3 - le processus de montée du magma s'affirme et il y a intrusion dans les métamorphites (avec phase thermique corrélative : M_3) en même temps que se produit un relâchement des compressions, mise en différenciation du magma (constitution du complexe rubané) et extension NS (dykes diabasiques et "layering" du complexe rubané, de direction E-W).

4 - plus tardivement l'extension persiste, le magma parvient en surface et donne des coulées basaltiques dans de nouveaux bassins résultats de l'extension et de la fragmentation des métamorphites : c'est la zone du "coloured melange" au soubassement de basites différenciées recouvert par un remplissage rapide issu des horsts bordiers constitués par le complexe de Sargaz-Abshur, et où se produit le métamorphisme "m" de la phase alpine initiale.

Telle est l'hypothèse que l'on peut formuler pour reconstituer schématiquement ce passage entre l'évolution paléocimérienne et le début de l'alpine (voir figure 87).