

GEOLOGIE DES IDA OU ZAL (MAROC)
STRATIGRAPHIE, PETROGRAPHIE ET TECTONIQUE DE LA PARTIE
SW DU BLOC OCCIDENTAL DU MASSIF ANCIEN DU HAUT ATLAS

PAR
G. DE KONING

TABLE DES MATIERES

	Page
Avant propos	7
Sommaire	10
Introduction	
Situation géographique	13
Cadre géologique	14
Cartes topographiques	14
Cartes géologiques	16

PARTIE I.

Stratigraphie

Cambrien

Historique de l'exploration des Ida ou Zal	17
Localisation	17
Infracambrien (Adoudounien) ?	
„Série de base”	17
Quartzite	18
Laves, tufs et marbres	18

Géorgien s.s.

Série de „calcaires supérieurs”	21
Le clivage et la schistosité dans la série de calcaires- caleschistes	24
Clivage	24
Schistosité	26
„Boudinage”	26
Zone de passage	28

Géorgien-Acadien

Le paquet volcanique	29
Les conditions de sédimentation des tufs	31

Acadien

Tufs remaniés et „tufs” aphanitiques remaniés	33
Schistes verdâtres	33
l'Acadien et l'Ordovicien à leur contact	35
Acadien gréseux probable	35

Potsdamien	36
-----------------------------	-----------

**Le Cambrien des Ida ou Zal comparé à celui d'autres régions
du Maroc**

Infracambrien (Adoudounien)	36
---------------------------------------	----

	Page
Géorgien s.s.	38
Géorgien-Acadien	39
Acadien	39
Acadien gréseux	39
Acadien-Ordovicien?	40
Résumé	40
<u>Silurien</u>	
<u>Ordovicien</u>	
Historique de l'exploration des Ida ou Zal	43
Localisation	43
L'Ordovicien des Ida ou Zal	
Limite Acadien-Ordovicien	43
Grès de base	45
Schistes noir-blanc — Llandeilo-Llanvirn	45
Schistes noirs tendres — Llandeilo (sup?)	48
Le paquet varié	50
Schistes noirs gréseux — Caradoc (?)	53
L'Ordovicien des Ida ou Zal comparé à celui d'autres régions du Maroc	54
Résumé	55
<u>Gothlandien</u>	
Historique de l'exploration des Ida ou Zal	56
Localisation et position	57
Le Gothlandien des Ida ou Zal	
Schistes noirs tendres - Wenlock	57
Schistes noirs argileux à calcaires - Ludlow	57
Résumé	60
<u>Dévonien</u>	
<u>Inférieur</u>	
Historique de l'exploration des Ida ou Zal	61
Localisation et position	61
La succession dans le paquet quasi ininterrompu	
Roche schisto-gréso-calcaireuse	61
Schistes noirs à lentilles et nodules calcaires — Siegénien	62
Argilo-grès rouge	65
Paquet d'un âge douteux, p.p. Dévonien (p.p. Acadien?)	65
Résumé	
<u>Permo-Carbonifère</u>	
Viséen (?)	67
<u>Stéphano-Autunien</u>	
Historique de l'exploration des Ida ou Zal	67
Localisation et l'âge	69
Unités lithologiques	
Le conglomérat	70
Schistes et grès	71

	Page
Couverture triasique	73
Le Bassin stéphano-autunien à l'époque de la sédimentation	73
Résumé	75
 Trias	
Historique de l'exploration des Ida ou Zal	76
Localisation	76
Justification de l'attribution au Trias	76
La limite inférieure	77
Unités lithologiques	
La base à conglomérats nettement dominants	78
Sédimentation deltaïque	79
Sédimentation sur un relief pré-existant	81
Grès, argilo-grès et marnes	83
Argiles	86
Généralités concernant la série triasique	86
Quelques aspects du problème de la genèse des sédiments rouges	87
Résumé	89
 L'évolution du relief et le Quarternaire	
Le Cénozoïque dans le Sud marocain	91
Le développement géomorphologique de l'Ida ou Zal	
Introduction	92
Zone axiale	
La Surface villafranchienne	93
La surface les niveaux d'érosion pré-villafranchiens	93
Les terrasses post-villafranchiennes	96
Zone subatlasique	
La Surface villafranchienne	97
Les niveaux d'érosion pré-villafranchiens	98
Les terrasses post-villafranchiennes	98
Résumé	98
 Récent et Actuel	
Les brèches ferrugineuses	99
Travertins	100
Éboulis de pentes	100
Habitat humain	100
Résumé	101

P A R T I E II.

Pétrographie

<u>La série volcanique de l'Infracambrien (Adoudounien) présumé</u>	
Généralités	102

	Page
<u>Le paquet volcanique des Ida ou Zal</u>	
Les laves	102
Les tufs (remaniés?)	105
Résumé	107
<u>Le paquet volcanique Géorgien-Acadien</u>	
Position stratigraphique	108
Généralités	108
Quelques aspects de la genèse des spilites.	109
Mode d'épanchement	110
Le paquet volcanique des Ida ou Zal	
Les laves (spilites)	111
Les tufs remaniés	114
Les „tufs” aphanitiques remaniés	115
Résumé	116
<u>Le feuillet intrusif hercynien</u>	
Généralités	117
Les roches ignées	
L'albitite quartzifère	118
L'albitite s.s.	119
Les dykes	121
Résumé	122
<u>Les filons du J. Mzoug</u>	
Généralités	123
Description des roches	
Le filon	123
Le grès mineralisé	125
Résumé	127
<u>Les dykes triasiques</u>	
Généralités	128
Description	
Les dykes	129
Résumé	138
<u>Le neck (triasique?)</u>	
Généralités	139
Description	
La roche ignée	140
La zone de contact	142
Résumé	142
<u>Le basalte triasique</u>	
Généralités	143
Basaltes triasiques situés dans d'autres régions du Maroc	143
Le basalte triasique situé à l'W d'Argana	144
Résumé	146

	Page
<u>Les filons de barytine</u>	147

P A R T I E I I I.

Metallogenèse

<u>Le gisement de minerai de fer à Agadir ou Anzizen</u>	
Généralités	148
La minéralisation	
Observations sur le terrain	148
Examen d'un échantillon mineralisé	150
Hypothèse se rapportant à la genèse du minerai de fer	150
Résumé	153

P A R T I E I V.

Tectonique

Introduction	
Aperçu structural	154
Cycle calédonien	154
Cycle hercynien	155
Cycle alpin	155
Le bloc occidental	157
Historique des recherches dans l'Ida ou Zal	157
Recherches effectuées dans les Ida ou Zal	157
<u>Cycle calédonien</u>	
Le géosynclinal calédonien	159
„Série de base” (?)	159
Infracambrien (Adoudounien) (?)	159
Géorgien <i>s.s.</i>	160
Volcanisme géorgien-acadien	160
Acadien	161
Limite Acadien/Ordovicien	162
Phase sarde	162
Potsdamien	163
Ordovicien	163
Gothlandien	164
Dévonien	165
Résumé	166
<u>Cycle hercynien</u>	
Introduction	169
Phase préliminaire	
Les manifestations affectant le substratum autochtone	
Plissement	169
Exhaussement	171
Clivage	172

	Page
Failles	172
Intrusion de Si. Idir	172
Tentative de parallélisme chronologique	172
Hypothèse ayant trait à l'origine des diverses directions de plissement	175
Résumé	175
Phase principale	
Les chevauchements	
Description des affleurements	
1) Aux environs de Talatane	176
2) l'Assif 'n Ida ou Moumen	177
3) Le J. Mzoug et l'Ida ou Zal occidental.	178
4) La région de Tameguent	183
5) Mouvement différentiels au contact de l'Acadien et de l'Ordovicien	184
Interprétation	184
Tentative de parallélisme chronologique	185
Résumé	186
Phénomènes postérieurs aux chevauchements	
Subsidence	187
Tektogenèse	188
Glyptogenèse	189
Couverture triasique	189
Résumé	190
Résumé du cycle hercynien	191
<u>Cycle alpin</u>	
Observations	
Sédimentation	194
Plissement	195
Failles	196
Exhaussement	197
Tentative de parallélisme chronologique	197
Résumé	199
Summary in English	202
Index géographique	204
Abréviations	205
Liste de fossiles	206
Bibliographie	207
Cartes et coupes	

AVANT-PROPOS

En 1948 le Service géologique du Maroc à Rabat a fourni l'occasion au géologue J. F. OSTEN d'effectuer un levé géologique du Primaire du Haut-Atlas occidental. Au cours de cet été là je l'ai accompagné dans une tournée de reconnaissance, ce qui m'a permis de parcourir pendant quelques semaines la région des Ida ou Zal.

Des circonstances imprévues ont empêché Monsieur OSTEN de continuer cette étude après cette tournée préliminaire. Le levé géologique fut alors poursuivi par l'auteur au cours des années 1950—1951 et 1953—1955. La présente étude est le résultat d'environ 16 mois de courses sur le terrain.

Le levé géologique a été effectué sous le patronage du Service géologique.

Je ne sais comment exprimer ma reconnaissance à cet organisme qui m'a donné l'occasion de m'attacher aux passionnants problèmes géologiques de cette région du Maroc et qui m'a, de plus, si souvent soutenu tant financièrement qu'au point de vue fourniture de matériel.

Monsieur J. MARÇAIS, Chef du Service géologique, s'est activement occupé de l'organisation du travail sur le terrain. Sa constante bienveillance à mon égard a éliminé toutes les difficultés qui se sont présentées de ce côté. Je tiens à lui exprimer ici ma réelle gratitude.

Monsieur G. CHOUBERT, Chef du Service de la carte géologique du Maroc, m'a permis, au cours d'entretiens qu'il a bien voulu m'accorder, de mieux situer la région de l'Ida ou Zal dans l'ensemble géologique marocain. Au cours d'une brève tournée effectuée en compagnie de Mlle A. FAURE—MURET, dans la région qui nous occupe, j'ai eu le privilège de profiter de leur grande expérience de terrain et de leur aisance à débrouiller les problèmes géologiques les plus complexes. Monsieur CHOUBERT a en outre bien voulu lire et commenter mon manuscrit. Le temps et l'énergie qu'il a dû consacrer à ce travail ne peuvent être appréciés que par celui qui a pu prendre connaissance de ses „Observations” aussi volumineuses que bien documentées. Cela m'a permis de corriger et de compléter mon texte en m'appuyant sur sa compréhension inégalée de la géologie marocaine. J'ai néanmoins eu la témérité de ne pas partager, dans quelques cas, les vues de ce maître éminent; je sais que quelques-unes de mes interprétations et hypothèses n'ont pu obtenir son accord.

Je ne suis pas près d'oublier la profonde reconnaissance que je dois à Monsieur CHOUBERT pour toute l'aide qu'il m'a apporté au cours de l'élaboration de ce travail mais encore plus pour l'amitié dont il a bien voulu m'honorer en toutes circonstances.

Mes collègues du Service m'ont toujours témoigné la plus franche cordialité. Mes séjours à Rabat me laissent le meilleur souvenir grâce à l'atmosphère si amicale dont ils m'ont entouré.

J'ai eu le privilège de pouvoir soumettre les faunes recueillies à l'autorité de Mme GENEVIÈVE TERMIER attachée, à l'époque, à l'Université d'Alger. Sa maîtrise dans le domaine de la Paléontologie nord-africaine a fourni une contribution irremplaçable à l'élaboration de ce travail. On ne pourrait souligner suffisamment la minutie et le dévouement dont Mme TERMIER a fait preuve durant cette étude.

L'aide que m'ont apportée les Professeurs P. PRUVOST et P. HUPÉ de la Sorbonne, et Mme S. DEFRETIN de l'Université de Lille dans l'interprétation d'une partie des faunes recueillies, m'a été extrêmement précieuse.

Mon Promoteur, le Professeur L. U. DE SITTER *), m'a fourni une critique fructueuse du manuscrit; je tiens à lui exprimer ici ma respectueuse gratitude.

Pour ce qui concerne la partie pétrographique de ma thèse j'ai eu la chance de pouvoir faire appel au conseils du Professeur E. NIGGLI, passé depuis à l'Université de Berne, et par la suite à ceux du Professeur W. P. DE ROEVER. J'apprécie pleinement l'intérêt qu'ils ont bien voulu porter à mes modestes recherches ainsi que la valeur des remarques et directives qu'ils ont bien voulu me prodiguer.

Il me tient à coeur de remercier le Professeur A. J. PANNEKOEK pour ses avis précieux au sujet de l'interprétation géomorphologique de la région.

Divers collègues de Leyde m'ont fait profiter de leurs avis autorisés, surtout en ce qui concerne les méthodes de recherche spécialisées. Je mentionnerai ici les pétrographes A. C. TOBI et H. SKRUWE et le minéralogiste P. YPMA; ce qui ne veut pas dire que ma reconnaissance est moindre envers mes collègues non cités.

Des photos aériennes ont été mises aimablement à ma disposition par l'Institut géographique national à Paris. Je remercie bien vivement la section cartographique du K.L.M. (Lignes aériennes royales néerlandaises) section située à Delft, qui a dressé une carte topographique à partir de ces photos aériennes. La compétence et l'esprit de collaboration de cette institution méritent d'être soulignés ici.

Le dessin définitif de la carte a été confiée au talent de Monsieur W. F. TEGELAAR.

Le fastidieux travail préparatoire à l'impression de la carte géologique et des coupes en couleur a été effectué par le Bureau cartographique BOOTSMA à la Haye. C'est de l'expérience de cette firme que dépendait en fin de compte l'aboutissement de cette étude; l'énergie et la

*) Toutes les personnes dont le nom est cité ici sont, sauf mention particulière, attachées à l'Institut Géologique de l'Université de Leyde.

patience qui ont présidé à l'élaboration de ce travail de bénédictin sont dignes de tous les éloges.

J'ai été heureux de pouvoir confier l'exécution des figures et des cartes incluses dans le texte, ainsi que des coupes en noir et blanc, à l'habileté de Mlle C. P. J. ROEST.

Des analyses partielles de certains échantillons de roche, ont pu être menées à bien grâce au dévouement de Mme C. M. DE SITTER—KOOMANS et de Mlle H. BIK.

Messieurs M. DEYN sr. et M. DEYN jr. ont soigneusement préparé un total d'environ 250 lames minces et de nombreuses surfaces polies.

Monsieur A. VERHOORN a photographié nombre de diagrammes radio-cristallographiques.

La microphotographie des lames minces a été assurée par Monsieur J. HOGENDOORN, tandis que Monsieur B. COLETTE a imprimé les photographies prises sur le terrain. Je sais gré à ces messieurs pour la contribution importante qu'ils apportent de ce fait à cette publication.

La traduction du manuscrit a été confiée à Monsieur L. VAN DE POEL, géologue, assistant à l'Institut royal des Sciences naturelles de Belgique à Bruxelles. Je le remercie bien cordialement pour le travail effectué. Je me rappelle avec plaisir les discussions géologiques que nous avons eues au sujet de mon travail, au cours des quelques journées agréables passées à son foyer.

La firme E. IJDO de Leyde s'est chargée de l'impression du texte; le travail cartographique a été assuré par l'imprimerie N. V. MOUTON à La Haye. Je me fais un devoir de signaler l'esprit de réelle collaboration dont ces deux Maisons ont fait preuve.

Au cours du travail sur le terrain j'ai pu compter sur le soutien constant et effectif des „Affaires Indigènes”. Je pense ici plus spécialement aux responsables de l'Annexe d'Argana: les capitaines ROUSSEAU, FORT et RICHAUD pour lesquels aucune démarche n'était de trop lorsqu'il s'agissait de me faciliter mon séjour en montagne.

L'amitié que m'ont témoignée les Chleuh de l'Ida ou Zal et l'accueil hospitalier dont j'ai constamment joui sont un des souvenirs les plus précieux qui me resteront de cette période de travail sur le terrain.

SOMMAIRE

La présente publication est essentiellement consacrée à la description géologique de la région des Ida ou Zal (au sens large) ; celle-ci est installée sur les roches primaires du Haut-Atlas occidental marocain et s'étend, en première approximation, entre Argana au Nord, Sidi Idir à l'Est, Menizla au Sud et Tirkou à l'Ouest.

L'échelle stratigraphique de la région débute par une formation que nous avons rapportée à l'Infracambrien (Adoudounien) pour se terminer par du Trias. La sédimentation pré-hercynienne a été déterminée par l'activité du géosynclinal calédonien (*auctorum*) qui s'étendait en direction sensiblement E—W au long du bord nord du socle africain.

Une série géosynclinale autochtone d'une puissance de plus de 10 km a été identifiée dans la région étudiée ; elle englobe des roches allant de la „série de base” (?) rapportée à l'Adoudounien jusques et y compris l'Ordovicien supérieur (Caradoc?).

Un volcanisme intense a sévi durant l'Adoudounien ; il est à l'origine d'épanchements de laves de nature probablement basaltique ou andésitique. Le Géorgien s.s. est formé de marbres et de calcschistes se présentant le plus souvent sous le facies de „calcaires scoriacés” (*auctorum*). Nous proposons une explication tectonique pour la genèse de ce type de roche assez particulier. La fin du Géorgien a été marquée par une activité volcanique, dont témoignent des laves de nature spilitique, activité qui s'est probablement poursuivie à l'Acadien. La partie inférieure de la série acadienne est principalement caractérisée par la présence de tufs remaniés montrant de beaux exemples de „graded bedding”.

La phase tectonique sarde est au moins responsable d'une lacune correspondant au Potsdamien ; une faible discordance angulaire entre l'Ordovicien et l'Acadien est probable.

Le Gothlandien (Wenlock-Ludlow) et le Dévonien (Siegénien) n'ont été reconnus qu'en chevauchements.

L'autochtone est plissé ; les éléments tectoniques, qui ont une direction N—S à l'W, se recourbent pour passer à une direction presque NE—SW à l'E. Nous mettons ce plissement en rapport étroit avec celui de l'Anti-Atlas où on le rapporte à la dernière phase de l'Erzgebirge. La structure du Haut-Atlas occidental peut probablement être interprétée comme le flanc nord d'un large anticlinorium dont l'axe précambrien affleure dans l'Anti-Atlas. La courbure des directions tectoniques du Haut-Atlas occidental est analogue à celle affectant les directions tectoniques de l'Anti-Atlas occidental. Nous avançons l'hypothèse suivante quant à la cause de cette courbure : obligation pour les éléments structuraux d'épouser plus ou moins étroitement les contours du „coin NW” du socle africain.

Le charriage doit très probablement être attribué à des mouvements

tectoniques postérieurs aux plissements cités ci-dessus; il s'agirait d'une des phases asturiennes. Un grand chevauchement peut être reconnu depuis le SE de la région étudiée jusqu'à sa limite ouest. Ce chevauchement se compose principalement, pour autant que nous avons pu l'observer, de Géorgien et d'Acadien (*p.p.* „Acadien gréseux probable”). A l'W on observe des chevauchements de roches gothlandiennes et dévoniennes situés partiellement devant et partiellement dans le chevauchement principal. Nous sommes enclin à supposer que les chevauchements ont progressé à partir du SE.

Une subsidence s'est poursuivie durant la plus grande partie du Stéphanien et le début de l'Autunien; elle a été accompagnée du dépôt de sédiments de type lacustre, rouges d'abord, puis verdâtres, sur un relief pré-existant; la puissance de l'ensemble du paquet est d'au moins 1500 m.

On suppose que ce lac peut être interprété comme un „intramontane trough” (bassin interne); son allongement était grossièrement parallèle à la direction des éléments structuraux du sous-sol, N—S en l'occurrence. Nous admettons que le bassin occupait au moins toute la largeur de la région étudiée.

Lors de la phase post-autunienne (phase saalique) la région a émergé et a été légèrement plissée suivant une direction grossièrement E—W. La faille „d'Agadir ou Anzizen” a pris naissance durant ou après ce plissement; nous supposons que d'autres failles de direction E—W doivent également se rapporter à cette phase. La première faille mentionnée ci-dessus sépare un bloc sud enfoncé par rapport au bloc nord. Dans l'Ida ou Zal les dépôts du Stéphanio-Autunien situés au nord de cette faille ont été totalement érodés: le Trias y repose directement sur le pré-stéphanien tandis qu'au Sud de la faille ce Trias est séparé du Stéphanio-Autunien par une discordance angulaire.

Les sédiments triasiques de facies typiquement molassique, tous teintés de rouge, peuvent atteindre une puissance de 2400 m, sans compter les conglomérats à la base. L'apport des matériaux détritiques s'est probablement effectué à partir du SE.

D'après notre interprétation les premiers sédiments triasiques ont été déposés dans un delta s'avancant dans un lac et effaçant un relief préexistant. Après comblement du lac nous observons le dépôt, de grès et de marnes, partiellement en milieu lagunaire; la sédimentation triasique s'est terminée par des argiles qui sont recouvertes par des épanchements de laves basaltiques.

Le neck, de composition dioritique, situé près de Zarhenrhin formait probablement une des voies d'accès pour ces laves. Les dykes dioritiques sont sans doute également en connexion avec le paroxysme volcanique de la fin du Trias. L'hypothèse d'un rapport entre la minéralisation en fer observée près d'Agadir ou Anzizen et l'existence de dykes dioritiques ne peut être écartée.

L'orogénèse alpine a faiblement plissé le Trias suivant une direction grossièrement E—W. La tectonique alpine s'est pourtant surtout manifestée par le jeu de failles; toutes les failles E—W témoignent de mouvements alpins, quoiqu'il ne s'agisse sans doute, dans la majorité des cas, que d'un jeu de failles tardi-hercyniennes.

Une surface d'érosion a pu s'établir au cours d'une période de stabilité; nous la parallélisons, par analogie, avec la surface oligocène „pré-ammadienne”. Une surface d'érosion, située en contre-bas, représente très probablement la „Surface villafranchienne”. La configuration du relief permet de déceler quelques niveaux d'érosion supplémentaires entre ces deux surfaces; elles témoignent de pulsations tectoniques intermédiaires.

Des terrasses se sont développées en rapport avec les fluctuations climatiques du Pleistocène.

INTRODUCTION

SITUATION GEOGRAPHIQUE

La région explorée est située au Maroc, dans les contreforts occidentaux du Haut-Atlas. La plus grande partie de ces pays, à population très clairsemée, est habitée par une tribu berbère, les Ida ou Zal. Dans ce travail le terme Ida ou Zal s'appliquera toujours à l'ensemble du territoire exploré.

L'Ida ou Zal est situé à environ 150 km à vol d'oiseau au SW de Marrakech (fig. 1).

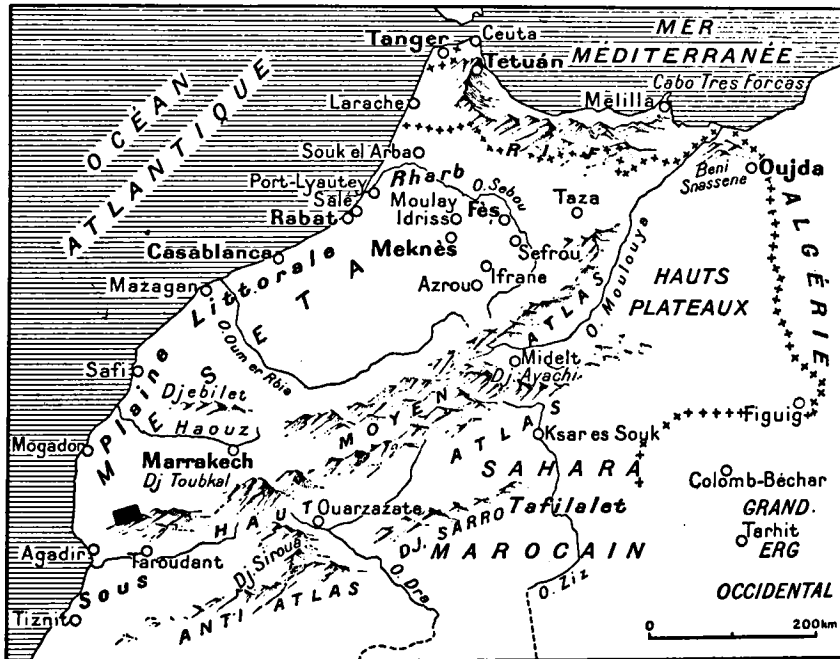


Fig. 1. ■ Le terrain exploré: la région de la tribu des Ida ou Zal.

Localisation précise: dans le système de coordonnées LAMBERT sud-marocain entre 410 et 425 en direction N—S et entre 140—165 en direction W—E. Par rapport au méridien de Greenwich et à l'équateur: $9^{\circ}-9^{\circ}10'$ à l'Ouest de Greenwich et $30^{\circ}40'-30^{\circ}45'$ de latitude nord. On atteint le terrain en voiture par une piste qui va d'Argana au Nord,

à Menizla au Sud. Argana est situé à 120 km, par route, au Sud de Chichaoua.

CADRE GEOLOGIQUE

La région étudiée fait partie intégrante du bloc occidental du Massif ancien du Haut-Atlas. Bloc occidental et bloc oriental forment le Massif central ou Massif ancien du Haut-Atlas: c'est l'unique boutonnière paléozoïque de sa portion occidentale. A l'Ouest comme à l'Est le Paléozoïque est recouvert par le Mésozoïque, au Nord et au Sud il plonge respectivement, sous la plaine de Marrakech et sous la plaine du Souss (fig. 2).

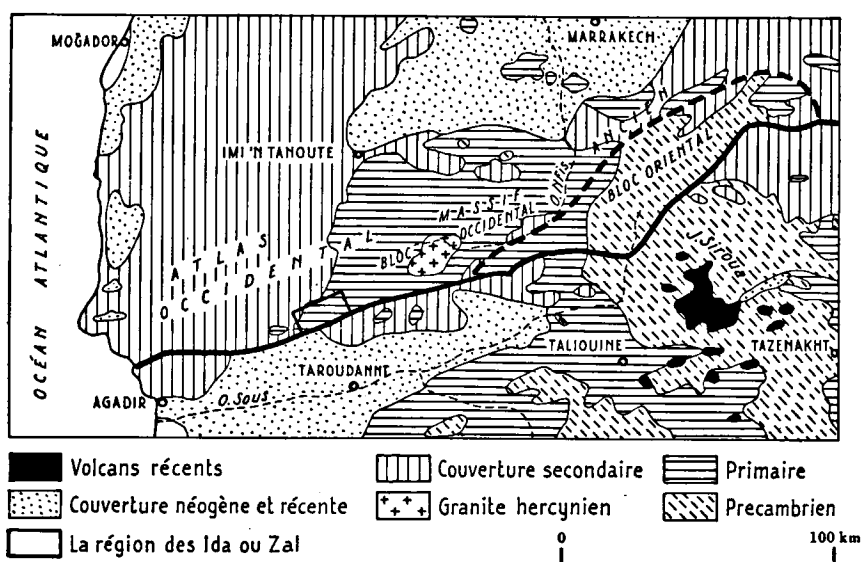


Fig. 2. Cadre géologique de la région explorée.

Le Massif ancien est découpé par un faisceau de failles de direction W—E.

Le Massif qui s'inscrit entre quelques-unes de ces failles peut être divisé, du point de vue de sa structure, en une zone axiale flanquée des zones subatlasiques nord et sud, affaîsées par rapport à la zone axiale.

CARTES TOPOGRAPHIQUES

A l'exception de la partie SW des Ida ou Zal, entre Menizla et Agadir ou Anzizen — laquelle fut levée par le B.R.P.M. au 20 000ième — on ne dispose pour le Haut-Atlas que de cartes de reconnaissance au 100 000ième. La région que nous avons pu explorer est située sur les feuilles „Argana 5—6” édition d'avril 1950, et „Ameskhoud 7—8” édition de juin 1945.

A l'usage il est apparu que la précision du fond topographique ne permettait pas de report suffisamment précis.

Des photographies aériennes au 40 000ième de la région ont pu être obtenues dès 1946 ¹⁾. Ces photos ont servi lors de nos premiers levés. Une carte topographique a été dressée à l'aide de ces documents. Nous y avons intégré la région cartographiée par le B.R.P.M. La construction de la carte à partir de photos aériennes s'est déroulée comme suit: les points dont l'altitude avait été déterminée au moyen d'un altimètre furent reportés sur les photos. Plus tard le Service cartographique de la K.L.M. (Lignes aériennes royales néerlandaises) à Delft a dessiné, d'après les photos et les altitudes que nous lui avons fournies, une carte en courbes de niveau (au 20 000ième et avec une équidistance de 50 m); le travail a été exécuté au stéréoplanigraphe Wild type A 6. Les données relatives à l'altitude de vol de l'avion et à la distance focale de l'appareil furent demandées à l'Institut géographique national à Paris.

Sans connaissance préalable du terrain, l'échelle des photos ne permet pas de distinguer les champs cultivés et les établissements indigènes. Ces détails ont été surajoutés, sur nos indications, pendant l'élaboration de la carte dessinée par la K.L.M. — ce travail a été confié à l'Institut géologique de Leyde.

L'inconvénient de ne pouvoir corriger une erreur, due à une variation de pression au cours d'un changement de campement, a été ressenti. Ces déplacements ont pu causer un cumul d'erreurs pour l'altitude mesurée sur le terrain. Les altitudes mesurées ne sont donc pas rigoureusement exactes.

Après avoir parcouru le terrain à plusieurs reprises nous avons pu contrôler, au moins dans une certaine mesure, le degré de précision des courbes de niveau: nous avons relevé des erreurs relativement importantes.

Lors du tracé de la carte géologique nous avons toujours recherché une certaine concordance entre les limites géologiques et les données morphologiques. Pour certaines portions de terrain — le plus souvent celles explorées en rayonnant à partir d'un même campement — l'altitude indiquée à l'altimètre fut corrigée quand elle différait de celle lue sur la carte. Ces points de réglage — presque toujours des points marquant dans la topographie, touchés par une courbe de niveau — ont été indiqués par le signe conventionnel □. Nous disposons donc à présent, en chiffres ronds et toujours avec quelques réserves, des différences relatives relevées entre les points de réglage, c. à d., des corrections à apporter à la carte.

Le signe + indique le nombre de mètres qu'il faut additionner à celui indiqué par l'altimètre à un certain endroit pour obtenir l'altitude indiquée par les courbes de niveau, le signe — le nombre à soustraire. L'altitude 0 — niveau des mers — est prise comme point de départ.

Mer	0	Agouni	— 125
Azib Ouanesguern	— 70	Tagodicht	— 50

¹⁾ Les archives de l'Institut géographique national à Paris:
G. R. I. — M(ission) 47, 2-8-1946 les numéros 5047 à 5051 et 5075 à 5081.
et G. R. I. — M(ission) 53, 7-8-1946 les numéros 5083—5085.

Au SE d'Oualemsa	+ 55	J. Tichgouarnin	+ 5
Tiguert	+ 45	Azib Ticht	— 25
Iferd	+ 80	Tiguert iabba	— 35
Azib Cheikh	+ 20	Izeroualen	— 25
Agadir ou Anzizen	+ 50	Itorra	— 50
Tizi	0	Point de triangulation au	
Zarhenrhin	— 30	N. de Tiguert iabba	+ 10
Azib Mokzen	0	Talatane	— 50
Taterirt	— 40	Talaat es Slempt	— 30
Tizi Silkiss	+ 15	Ouezliden	— 65
En bas d'Agouni	— 70	Tamdroust	— 85
Tafilelt	— 25	Si. Idir	— 85

Exemple: Après être parti du niveau de la mer, altitude 0, il faut, arrivé à Agadir ou Anzizen, remonter l'altimètre de 50 m — dans ce cas de 1100 à 1150. De ce fait on fait concorder les indications de l'altimètre, les courbes de niveau environnantes et les données de notre carte géologique.

C'est cette différence de 50 m qui nous a mis dans l'obligation de rehausser les altitudes jointes aux courbes de niveau de la carte du B.R.P.M., lors de l'élaboration de la carte définitive à partir de la nôtre.

Les altitudes de quelques sommets et crêtes ont été reportées sur la carte officielle au 100 000ième. On constate des différences entre les altitudes indiquées par notre carte et celles fournies par la carte officielle. Des erreurs, qui doivent nous être imputées, n'y sont sans doute pas étrangères. Ce qui n'empêche pas l'existence de présomptions d'inexactitudes à l'égard des „altitudes officielles”, présomptions qui ont du reste été confirmées par la suite, par le Service topographique lui-même.

LES CARTES GEOLOGIQUES

Pour la publication la carte a été réduite au 40 000ième avec une équidistance de 100 m.

La partie sud-ouest de l'Ida ou Zal est incluse dans la carte au 500 000ième de E. ROCH (1930) — carte couvrant la partie méridionale du Maroc occidental.

L'extrême Est de la région étudiée figure sur la carte au 500 000ième de L. NELTNER (1938).

La totalité de l'Ida ou Zal est incorporée à la carte au 200 000ième de J. DRESCH (1941).

Toutes ces cartes furent dressées à la suite de simples reconnaissances géologiques. De par leur nature elles ne nous ont pas aidés beaucoup lors de l'exploration détaillée.

La carte géologique annexée au présent travail a été levée au 20 000ième (pp. au 10 000ième) puis réduite respectivement à un 40 000ième et à un 20 000ième.

PARTIE I.

STRATIGRAPHIE

CAMBRIEN

Historique de l'exploration des Ida ou Zal

E. ROCH (1930, p. 130) signale la présence de „schistes verts alternant avec des bandes de calcaires” sur le jebel Rguita et le jebel Arkikene. On ne peut savoir avec certitude quelles sont les montagnes que l'auteur a dénommées ainsi — nous n'avons pu les découvrir sur aucune carte — il semble néanmoins à peu près certain qu'elles s'identifient avec le jebel Ouaremkiken.

L. NELTNER (1938, p. 141) parle d'une série redressée de phyllades et de calcaires phylliteux, coupée de lentilles de marbre (il estime impossible d'en dresser la stratigraphie), série située entre le jebel Tinerquet et Tagodicht — il s'agit évidemment du jebel Ouaremkiken.

J. DRESCH (1941, p. 75) signale, dans une coupe avec légende détaillée, du calcaire géorgien dans l'adras Erguita au S de Tagodicht. Il s'agit dans ce cas du jebel Issedrem formé en réalité non de calcaires mais de grès-quartzites. A la page 15 l'auteur dresse une coupe de direction NW—SE à travers le jebel Ouaremkiken, à peu près à la hauteur de Taourmat. Nous admettons l'interprétation de cet auteur à l'exclusion toutefois de son opinion concernant un plissement dans le calcaire géorgien.

Localisation

Le Cambrien affleure sur une surface étendue dans la partie E du terrain exploré: le j. Ouaremkiken et le j. Tagararat e. a. sont composés de roches cambriennes.

Dans le centre du territoire le Cambrien affleure *grosso modo* entre Tizi (N), azib Mokzen (S), Arazen (E) et Zarhenrhin (W).

En outre, le Cambrien est pris dans des chevauchements et affleure comme tel a. o. au N de Tamsoult, à Talatane, dans l'assif 'n Ida ou Moumen et dans le j. Mzoug.

INFRACAMBRIEN (ADOUDOUNIEN) (†)²⁾

„Série de base”.

Les roches les plus anciennes observées affleurent sur le versant SE du j. Ouaremkiken, à l'extrême Est du terrain exploré. Il s'agit de marbres bleu sombre comportant des intercalations d'arkoses (tufs sédimentés ou remaniés?). On y observe en outre des lentilles de marbres brêchiformes de 10 à 20 m, constituées de fragments de marbres en-

²⁾ La dénomination „Infracambrien” peut amener des confusions. Elle désigne ici l'Infracambrien *sensu* L. CAHEN, ou encore la partie supérieure de l'Infracambrien *sensu* P. PRUVOST. G. CHOUBERT a suggéré pour cette série la dénomination „Adoudounien” (1953, p. 58). Cette dernière dénomination n'étant pas encore suffisamment répandue nous lui préférons ici la dénomination „Infracambrien” accolée toutefois à celle d'„Adoudounien”.

robés dans un ciment gris-bleu sombre, également calcaire. Ces marbres bleus sont situés sous une série de roches d'épanchement, de tufs (rémaniés?) avec intercalations de marbres, surmontée à son tour par des calcaires à Archaeocyathidés, marmorisés. C'est pourquoi les premiers sont attribués sous réserves à la „série de base” de l'Infracambrien (Adoudounien) en se basant sur des analogies avec la stratigraphie dressée dans l'Anti-Atlas. — G. CHOUBERT (1952, p. 97).

Les marbres bleus sont recoupés au S par une grande faille de direction ENE—WSW, qui limite la série, et recouverts par une bande de quartzite d'une puissance d'environ 20 m.

La série des marbres bleus n'affleure que partiellement dans la région dont nous avons dressé la carte; l'intrusion hercynienne ayant d'autre part bouleversé le sommet, il nous semble raisonnable de ne commencer la description stratigraphique qu'à partir du quartzite. L'épaisseur de la stampe, tel qu'il affleure dans la région cartographiée, est d'environ 1200 m.

Bande de quartzite.

La portion supérieure de la bande de quartzite (bande de 20 m de puissance environ) est une sorte de brèche sédimentaire. La couche affleure en rubans isolés longs de quelques dizaines de m.

L'aspect actuel de cette bande est probablement dû à la tectonique.

Laves, tufs et marbres.

Au-dessus de la bande de quartzite — toujours dans le versant SE du jebel Ouaremkiken — se situe un paquet d'une puissance d'environ 2300 m, composé de laves provenant d'épanchements sous-marins, de tufs et d'intercalations de calcaires sédimentaires marmorisés; la roche d'épanchement domine fortement. Le paquet est épimétamorphe. Le contraste existant entre les marbres bleus, où aucune roche d'épanchement ne fut observée, et la série sus-jacente au quartzite, à laves dominantes, permet de supposer que ce quartzite sépare deux complexes stratigraphiques. Aux environs de l'intrusion hercynienne ce complexe a été localement dérangé par la mise en place de la dite intrusion, tandis qu'à quelques centaines de m du contact on retrouve la série monoclinale pratiquement non dérangée. Le paquet est situé sous des marbres à Archaeocyathidés. C'est pourquoi nous l'attribuons sous réserves à l'Infracambrien (Adoudounien)³).

³) G. CHOUBERT n'est pas — après lecture du manuscrit — tout à fait convaincu que la série de laves, de tufs et de marbres décrite ci-dessus doit être attribuée à l'Infracambrien (Adoudounien). Il n'exclut pas nécessairement l'attribution de ce complexe au Précambrien III.

Nous croyons néanmoins pouvoir maintenir notre opinion, considérant: 1° l'existence d'un passage graduel (donc pas de limite tranchée et encore moins une discordance) de la série de laves et de marbres à la série sus-jacente de marbres et de calcschistes, comportant à sa base des marbres à Archaeocyathidés 2° le fait qu'il nous faudrait supposer dans l'Ida ou Zal une lacune correspondant aux „calcaires inférieurs” — ce qui nous semble tout à fait improbable — dans l'hypothèse de l'attribution de la série de laves, de tufs et de marbres au P. C. III. Dans son „schéma paléogéographique” du cycle sédimentaire des „calcaires inférieurs”, CHOUBERT (1952) suggère d'ailleurs une épaisseur considérable pour la série infracambrienne dans l'Ida ou Zal.

Elle pourrait à notre avis être parallélisée avec les „calcaires inférieurs” de l'Anti-Atlas. Les calcaires sédimentaires de la série qui nous occupe sont généralement blancs dans l'Ida ou Zal, et présentent une légère lamellisation (stratification) soulignée de bleu.

La roche ignée est de teinte verdâtre sombre. Nous étudierons sa

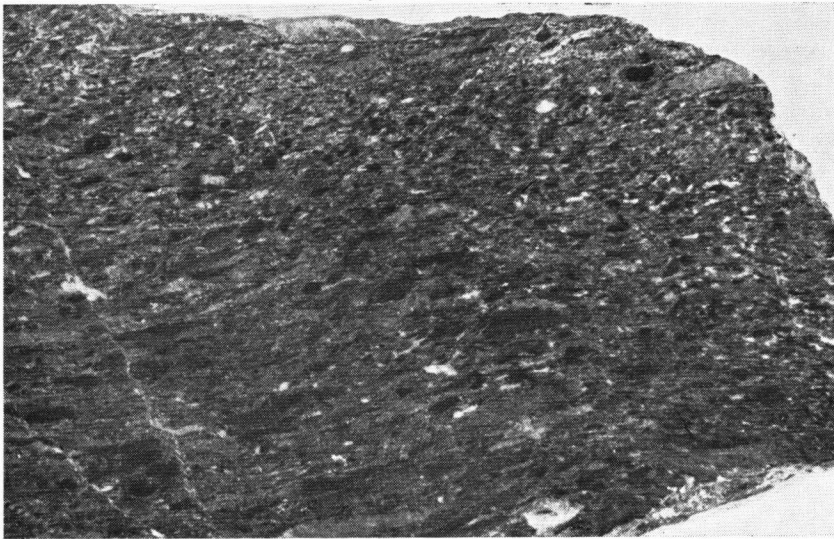


Fig. 3. Infracambrien (Adoudounien)†: brèche formée de fragments de lave cimentés par du calcaire. Echantillon provenant de la pente SE du j. Ouaremkiken au-dessus de Tamdroust.

pétrographie dans une chapitre suivant. La lave se présente bien souvent comme une brèche formée de fragments de roches éruptives pris dans un ciment calcaire (fig. 3). L'étude n'en a pas été suffisamment poussée pour déterminer la nature primaire ou secondaire de cette brèche. Certains faits nous font penser à une brèche primaire, c'est-à-dire formée pendant l'épanchement, d'autres par contre, indiquent une origine secondaire, c'est-à-dire, une fragmentation par cisaillement.

stratification

schistosité



2 cm.

Fig. 4. Schistosité et stratification sédimentaire dans les tufs (remaniés?) de la série infracambrienne (adoudounienne) (?).



Fig. 5. Lentilles allongées de marbre blanc lamellé de bleu, dans le sommet de l'Infracambrien (Adoudounien) ? volcanique, situées au-dessus de Si. Idir un peu à l'E et en dehors du terrain cartographié.

Les tufs n'ont ici qu'une importance relative, on y retrouve parfois des lapilli et des fragments de laves; la roche est schisteuse (fig. 4). Ces tufs sont généralement de teinte verdâtre, exceptionnellement violets, en l'occurrence, quelques bandes dans le sommet de la série. Nous ne sommes pas parvenus à savoir si les tufs se sont déposés directement dans l'eau ou si ils ont été remaniés.

Cette série contient vraisemblablement pas mal de dykes mis en place sous forme de sill. Sur le terrain, on ne peut distinguer avec certitude ces dykes d'épanchements de laves; c'est pourquoi, à une exception près, ils n'ont pas été reportés sur la carte.

Vers le sommet de cette série, ainsi que dans la base de la série sus-jacente de marbres et de calcschistes, on remarque des lentilles de marbre blanc lamellé de bleu; lentilles dont la taille varie de quelques dm à de nombreuses centaines de m (fig. 5). La grande lentille de marbre, au-dessus de Si. Idir, qu'on aperçoit de loin dans le j. Ouaremkiken, affleure sur 3 km en long et 200 m en hauteur. Dans la base de ces lentilles on observe un passage graduel de roches d'épanchement à faible teneur en calcaire, à un marbre pur; la même transition, mais inversée cette fois, peut être reconnue dans le sommet des lentilles.

GEORGIEN S.S.

Série de „calcaires supérieurs”.

Au-dessus de la série volcanique de l'Infracambrien (?) se situe un paquet de marbres et de calcschistes vert clair d'une puissance d'environ 2100 m. Dans la mesure où nous avons cartographié le j. Ouaremkiken, nous pouvons affirmer que sa crête et son versant NW ont été sculptés dans ces roches. Les marbres géorgiens affleurent dans le j. Mzoug, dans l'assif 'n Ida ou Moumen au S de Izeroualen, près de Talatane et à l'W de tizi Ourhenja, où ils sont repris dans des chevauchements.

La transition série volcanique série marbres et calcschistes s'effectue, sur quelques dizaines de m, par l'entremise d'un paquet où les tufs prédominent. Dans la base de la série marbres-calcschistes on n'observe plus qu'une seule couche de roches d'épanchement. La lentille la plus occidentale de marbre blanc, située à la base de la série, localisée à l'extrémité E de talaat es Slempt, a fourni deux exemplaires d'*Archaeocyathus* (F 936) caractérisant le Géorgien.

La série de marbres-calcschistes pourrait être parallélisée avec les „calcaires supérieurs” du Géorgien s.s. de l'Anti-Atlas.

Dans l'Ida ou Zal, elle est composée de couches alternantes de calcaires marmorisés et de calcschistes, épaisses l'une comme l'autre de quelques cm le tout coloré de vert clair. Le calcschiste est généralement de grain fin à aphanitique. Il est parfois constitué d'un matériel plus grossier, souvent disposé en „graded bedding” caractéristique.

L'existence de „graded bedding” est pratiquement toujours interprétée comme témoignage de sédimentation directe. Dans le cas qui nous occupe, nous croyons pourtant devoir considérer ce matériel comme resédimenté et ce, à peu de choses près, pour les mêmes raisons que celles qui seront invoquées plus loin lors de l'étude des tufs acadiens. On ne

connaît de plus aucune activité volcanique dans cette tranche du Géorgien s.s. au Maroc.

A l'examen microscopique on constate que le matériel entrant dans la composition des calcschistes, tant des fins que des grossiers, est presque exclusivement feldspathique. On y observe un clivage environ de même direction que la stratification.

Le long de la grande faille qui délimite le j. Ouaremkiken à l'W, une minéralisation a parfois pénétré le calcaire; cette minéralisation ferreuse se traduit le plus souvent par la formation d'oligiste.

Dans certains cas exceptionnels le calcaire pur paraît s'être formé en ovoïdes au sein de calcschistes, fort riches en carbonates et ce, probablement, au cours de la sédimentation. La stratification décelable dans le calcschiste paraît plus ou moins épouser les contours de l'ovoïde (fig. 6). G. CHOUBERT (communication orale) ne croit pas à l'origine sédimen-



Fig. 6. Lentilles de calcaire pur au sein de calcschistes à forte teneur en carbonates. Les lentilles sont probablement originaires de la sédimentation.

taire de ces ovoïdes; il suggère plutôt une genèse par écrasement et recristallisation.

Il reste néanmoins vrai que, dans l'immense majorité des cas, les ovoïdes calcaires, caractéristiques de cette série dans le j. Ouaremkiken et entourées de calcschistes, doivent être attribuées à une activité tectonique ultérieure et plus spécialement au clivage.



Fig. 7. Le Géorgien *s.s.*, série de marbres-calcschistes: le clivage débitant la roche en plaques de quelques mm.



Fig. 8. Le Géorgien *s.s.*, série de marbres-calcschistes: déplacements le long des plans de clivage. Le calcaire pur a cédé à la pénétration des lamelles de clivage calcschisteuses.

Clivage et schistosité provoquent dans la roche géorgienne une série de phénomènes méritant d'être étudiées de plus près.

Le clivage et la schistosité dans la série de calcaires-calcschistes.

Nous adopterons ici la nomenclature anglo-saxonne qui distingue ces deux processus; le clivage ne s'accompagne pas d'une remise en mouvement de radicaux sur les surfaces qu'il engendre, la schistosité au contraire suppose remise en mouvement et recristallisation.



Fig. 9. Le Géorgien *s.s.*, série de marbres-calcschistes. Vue sur le pan de clivage; ovoïdes de calcaire pur allongés dans le calcschiste: le calcaire scoriacé".

Clivage.

Dans la série de marbres-calcschistes du j. Ouaremkiken le clivage a débité la roche en plaques de quelques mm. Il y a eu déplacement le long des plans de clivage; ces déplacements ont principalement affecté le matériel calco-schisteux (fig. 7). Le calcaire pur, lui, s'est comporté comme un fluide de grande viscosité et a cédé à la pénétration des lamelles de clivage calcoschisteuses. Ce comportement différencié est à l'origine des connexions calcoschisteuses haçant les calcaires en tranches isolées. La stratification originelle a pu être complètement oblitérée par une pseudo-stratification due au clivage (fig. 8).

La roche se fend très facilement suivant le plan de clivage. Celui-ci montre des ovoïdes de calcaire pur allongés dans le calcschiste (fig. 9). Il

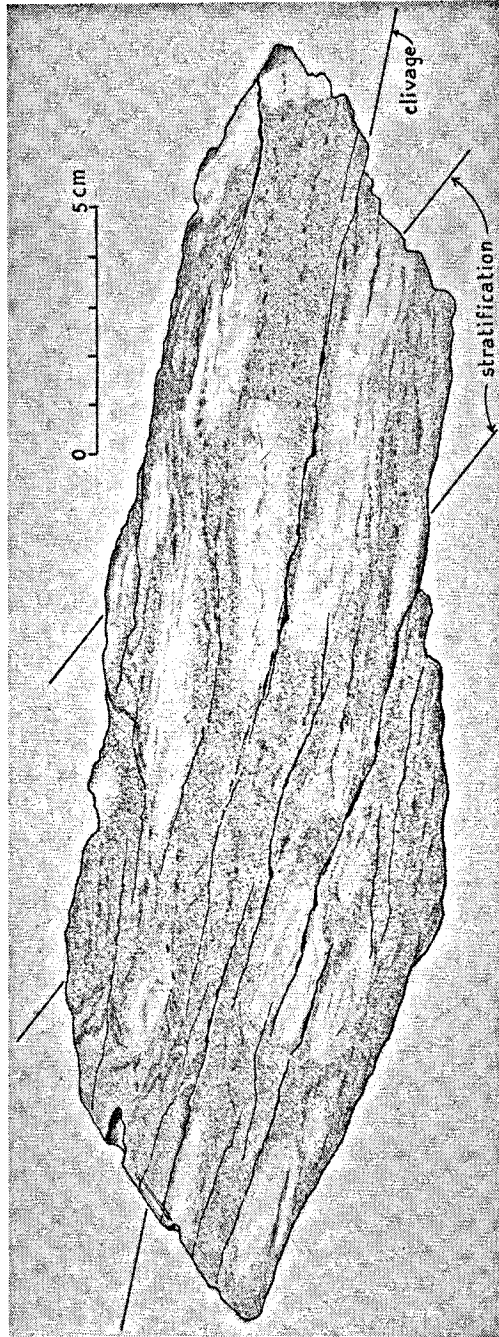


Fig. 10. Dessin d'une surface polie d'un échantillon du Géorgien s.s. — „calcaire scoriacé” —.
 La roche a pris l'aspect d'un „calcaire griotte”.

est clair, après ce qui vient d'être exposé, que ces ovoïdes doivent être considérés comme des segments des couches calcaires originelles interrompues par les déplacements du calcschiste. Celui-ci est plus résistant à l'érosion que le calcaire pur. De là l'aspect typique de la roche exposée aux actions atmosphériques. Les couches calcaires originelles sont d'autant plus divisées en rangs serrés de petits ovoïdes indépendants que la pénétration du calcschiste suivant les plans de clivage a été plus active; on peut observer toutes les transitions depuis la non pénétration jusqu'à l'interpénétration complète.

La roche a l'aspect des „calcaires griottes” dans les cas où les couches calcaires ont été entièrement transformées en rangs serrés de petits ovoïdes. Cette analogie s'est également imposée à G. CHOUBERT (1952, p. 103).

Il ne nous semble pas impossible que la solution du problème de la formation des „calcaires griottes” — du moins de certains d'entre eux — doive être recherchée dans une direction analogue.

L'allongement des ovoïdes calcaires formés par ces déplacements est parallèle au clivage et non pas à la stratification comme on pourrait le supposer au premier abord. Ceci peut être observé dans des coupes perpendiculaires à la stratification (fig. 10).

CHOUBERT, qui a vu la roche sur place, la trouve identique à celle dénommée „calcaire scoriacé” dans l'Anti-Atlas. On a suggéré une origine organique pour les „nodules” calcaires de ces „calcaires scoriacés”.

Si ces calcaires sont en effet identiques à nos calcschistes à ovoïdes calcaires, nous ne pouvons admettre l'origine organique de leurs „nodules”.

Schistosité.

Le phénomène de schistosité a affecté les marbres des chevauchements.

La roche a été découpée en lamelles de quelques mm; les plans de schistosité ont été le siège de la formation de chlorite et de séricite, ce qui donne un aspect soyeux à ces surfaces. Il ne semble pas y avoir eu de déplacement important le long de ces plans (fig. 11).

La succession marbre pur — chlorite et sericite, imite parfois fort bien la stratification sédimentaire; dans bien des cas celle-ci ne peut être observée que dans les portions comportant une couche de calcschiste suffisamment importante (fig. 12).

La schistosité décrite ci-dessus, n'a pas affecté le Géorgien autochtone du j. Ouaremkiken.

Dans le chevauchement géorgien du j. Mzoug on peut aisément observer que la schistosité associée au développement de séricite et de chlorite est d'origine dynamométamorphique et donc liée au phénomène de chevauchement: les minéraux associés à la schistosité se sont surtout développés à la base du chevauchement; ils deviennent de moins en moins fréquents et disparaissent finalement vers le haut, c. à. d., en s'éloignant de la surface de chevauchement.

„Boudinage”.

Outre les deux genres d'ovoïdes calcaires distingués ci-dessus et formés soit par sédimentation, soit par clivage, il nous faut encore

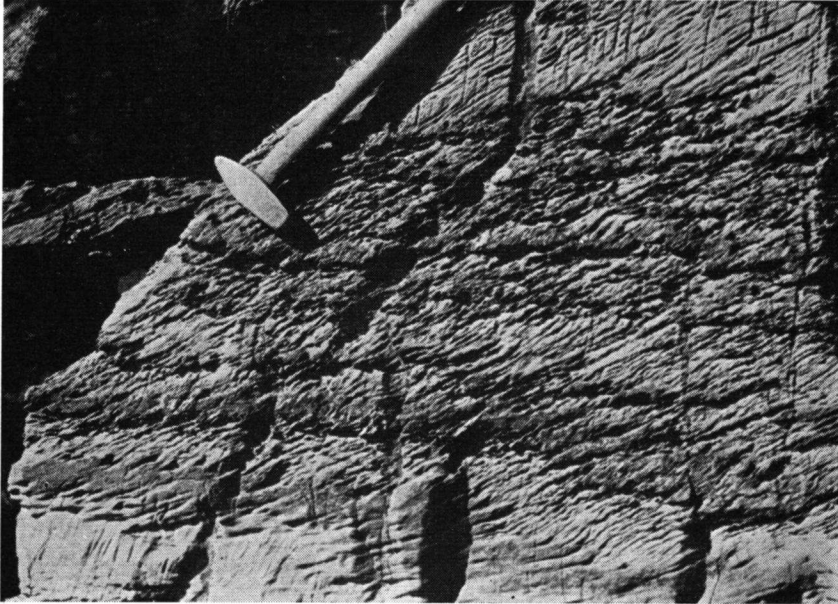


Fig. 11. Le Géorgien *s.s.*, chevauché du j. Mzoug, montrant une schistosité prononcée.
Photo prise au sommet Moulai Ali.

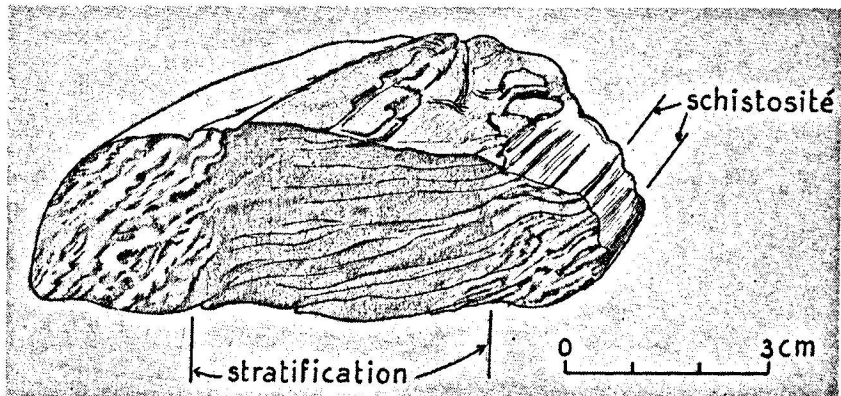


Fig. 12. Dessin d'un échantillon partiellement poli, montrant sa stratification et sa schistosité. Lieu de provenance: Agadir ou Anzizen.

mentionner un troisième genre. Ces ovoïdes ont été formés, sans intervention de phénomène de clivage, par l'effort d'une poussée unilatérale s'exerçant perpendiculairement sur un paquet de couches composé d'une alternance de calcaires et de schistes: les couches de schistes tordues ont été connectées au travers des calcaires. Le calcaire pur réagissant comme une masse visqueuse a cédé et a été isolé en lentilles (fig. 13). Ce phénomène est à rapprocher du boudinage classique. L'aspect des ovoïdes du troisième genre les différencie radicalement de celles des deux premiers genres.

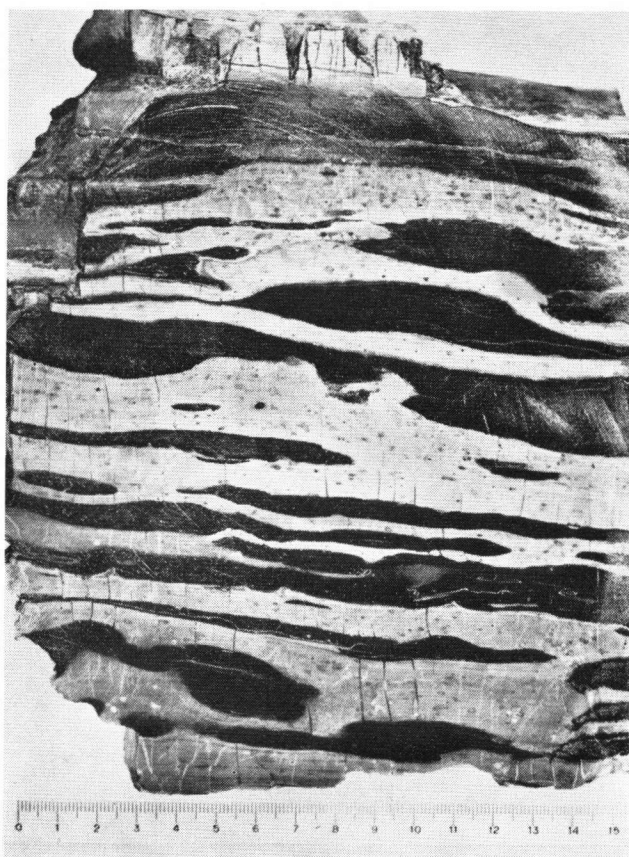


Fig. 13. Lentilles de calcaire pur sombre entourées de calcschiste, formées sous pression tangentielle dans le Géorgien *s.s.*

Zone de passage.

Le calcschiste, dont la teneur en carbonate diminue graduellement vers le haut, y domine enfin franchement le marbre pur. La raréfaction des ovoïdes est directement liée à la proportion plus faible des couches de

calcaire originelles. De la disparition totale de ces dernières, ainsi que des ovoïdes qui leurs sont génétiquement liés, résulte l'apparition d'un schiste calcarifère verdâtre à lamelles de stratification sombres d'une épaisseur de quelques mm (fig. 14). Le paquet de schistes calcarifères a une puissance d'environ 200 m; nous l'avons interprété comme zone de passage entre le Géorgien s.s. et le paquet volcanique Géorgien-Acadien.

Il est surmonté d'un paquet de tufs remaniés, de roches d'épanchement et de sédiments tuffiques vert clair et violacés.

GEORGIEN-ACADIEN

Le paquet volcanique.

Le paquet volcanique est principalement constitué de tufs remaniés généralement violets, parfois vert clair, se remplaçant tant verticalement que latéralement. Les tufs passent aussi bien horizontalement que verticalement à une roche aphanitique de mêmes couleurs. On peut observer tous

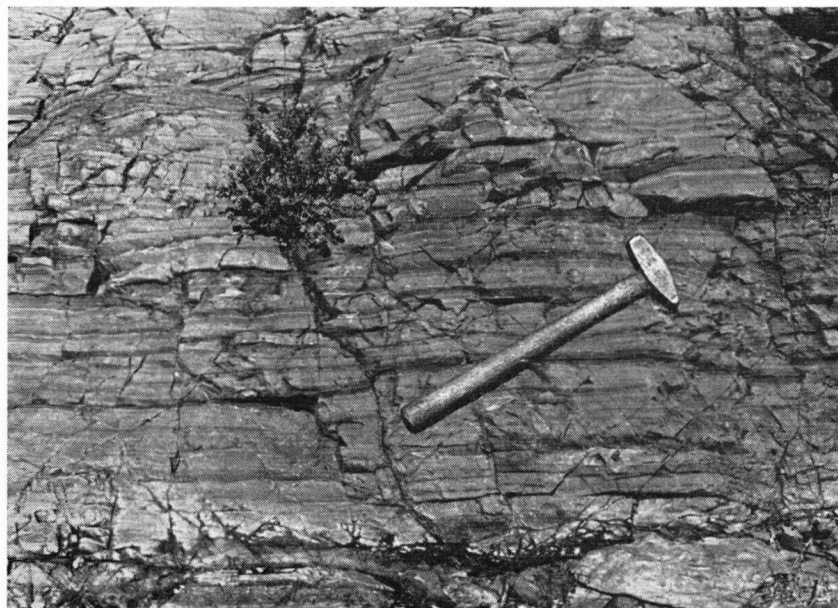


Fig. 14. Le sommet de la série géorgienne: schiste calcarifère verdâtre à lamelles de stratification sombres.
Les couches (ovoïdes) de calcaire pur ont complètement disparu.

les termes du passage entre la roche grossière et la roche aphanitique qui ne diffèrent apparemment pas dans leur genèse. La roche grossière peut facilement être identifiée comme tuf remanié et, compte tenu des transitions insensibles et continues, il nous a semblé logique d'y inclure

également la roche aphanitique, bien que, du point de vue de la nomenclature, la teneur en matériel sédimentaire de cette dernière soit trop élevée pour être rangée dans les tufs proprement dits. C'est pourquoi nous écrirons „tufs” pour désigner ces roches aphanitiques. Le paquet volcanique *s.l.*, c. à. d. y compris les „tufs” aphanitiques remaniés a une puissance qui pourrait atteindre 1800 m.

Ce paquet volcanique forme le jebel Tagararat près d'Itorra; on n'y a pas découvert de faune. Des tufs remaniés, provenant de ce paroxysme, ont été reconnus en d'autres points des Ida ou Zal: au S de Ouazliden — où la série volcanique semble être en position normale — et dans les gisements chevauchés, au N de Talatane et sur le versant E du j. Mzoug. Les trois derniers affleurements nous ont fourni des fossiles. Selon Mme G. TERMIER il s'agit de: *Agraulos* sp. (F 898); *Eodiscus* (*Serrodiscus*) cf. *speciosus* (F 967), *Paradoxides spinosus* BOECK (F 702—711), *Paradoxides* cf. *bohemicus* BOECK (F 720—725), *Mickwitzia* cf. *bohemica* BARRANDE (F 898). Ce sont des espèces acadiennes.

Ces fossiles ont récemment été soumis à P. HUPÉ (Paris). Il a cru y reconnaître quelques espèces du Géorgien supérieur; il a d'autre part confirmé la détermination de quelques-uns des Paradoxidés. La série de tufs remaniés devrait donc être placée, d'après les déterminations de HUPÉ, au sommet du Géorgien et à la base de l'Acadien. Il est probable que les épanchements de lave sont antérieurs à la resédimentation des tufs; dans le cadre de cette hypothèse l'épisode volcanique se situerait plutôt au sommet du Géorgien. Ce qui correspondrait à la chronologie établie dans l'Anti-Atlas (communication orale de G. CHOUBERT et P. HUPÉ⁴).

Au j. Tagararat on peut observer à la base du paquet quelques minces couches de roches d'épanchement. Au S de Ouazliden et aux environs de Talatane, les laves semblent faire complètement défaut.

Dans le paquet chevauché du j. Mzoug, principalement au N du douar d'Agadir ou Anzizen, les zones formées de roches d'épanchement sont au contraire fort nombreuses. Même une simple estimation de la puissance de ce complexe de laves n'est pas possible ici, et ce, pour deux raisons: le caractère chevauché du paquet, ce qui peut causer des répétitions, et la genèse supposée de la roche. En ce qui la concerne nous admettons en effet l'hypothèse d'une extrusion sous-marine accompagnée d'une intrusion dans un sédiment très meuble. Lors de l'étude pétrographique de la roche ce problème sera repris en détail. Le nombre élevé de zones de roches d'épanchement semble témoigner de la proximité du centre éruptif. Ce dernier ne peut pas être localisé du fait que les racines du chevauchement n'ont pu être retrouvées. La portion nord-est de la région étudiée semble toutefois pouvoir être éliminée, car une

⁴ L'activité volcanique de la fin du Géorgien a fait récemment l'objet d'une note de G. CHOUBERT et de Mlle A. FAURE—MURET (1956, p. 2735). Ils mettent ce volcanisme en rapport avec d'importants mouvements tectoniques qui se sont traduits ailleurs par des émergences. En ce qui concerne le Maroc cette phase orogénique a déjà été annoncée par G. CHOUBERT en 1946 lors du Congrès géologique à Londres (1951, p. 29). Une faible discordance entre Acadien et Géorgien semble avoir été reconnue dans l'Anti-Atlas par P. HUPÉ; elle correspondrait à la phase salairienne connue surtout de Sibérie et aussi en Europe occidentale (1955, p. 971).

reconnaissance rapide en dehors de la région cartographiée a permis de se rendre compte de la diminution relative des roches volcaniques dans cette direction. Sur la base de considérations ayant trait à la tectonique, il nous paraît admissible de situer les racines des chevauchements et donc du même coup la position du centre volcanique, au SE du terrain exploré.

Les conditions de sédimentation des tufs.

Dans le but de mieux comprendre les conditions de sédimentation des tufs, nous avons résumé ci-dessous quelques observations et conclusions.

a) Les tufs ne forment pas de zone ininterrompue. Leur sédimentation s'est poursuivie pendant une période relativement longue, mais a constamment revêtu un caractère local.

b) Le „graded-bedding” des tufs est particulièrement net et repose sur le sédiment sous-jacent sans transition aucune (fig. 15). La sédimentation a donc dû avoir lieu par à coups.



Fig. 15. Série volcanique géorgien-acadien: le „graded-bedding” dans les tufs remaniés.

e) Les minéraux ferrugineux sont à base d'oxyde ferrique; ce qui se marque parfaitement dans les tufs violets. La sédimentation a dû se faire en milieu oxydant, donc probablement en eau peu profonde ou en milieu non aqueux. (communication orale E. NIGGLI).

d) Les feldspaths d'une même préparation ont atteint des stades d'altération très différents. C'est là un argument pour la resédimentation.

e) Une observation faite sur le terrain plaide également en faveur de la resédimentation; elle a été faite immédiatement à l'E de Talatane: un tuf vert clair contient des blocs et des fragments quelque peu arrondis d'une roche sédimentaire verdâtre sombre et d'une roche ignée (fig. 16).



Fig. 16. Fragments de roches sédimentaires et d'une roche ignée dans le tuf remanié de la série volcanique du Géorgien-Acadien.

Le „graded-bedding” des tufs est généralement admis comme témoin de leur sédimentation directe. Les observations rapportées sous d) et e) semblent contredire cette opinion dans le cas qui nous occupe. Si l'on admet que les tufs ont été resédimentés, ces contradictions s'évanouissent. On pourrait supposer que les événements se sont enchaînés de la manière suivante:

Des cendres lancées par des éruptions volcaniques retombent sur la terre ferme, dans une eau peu profonde ou encore, aussi bien sur l'un que dans l'autre. Celles tombées sur le sol sont transportées au moins partiellement en mer où elles s'ajoutent aux tufs d'origine strictement

marine. Le matériel peut alors être emporté par un courant de gravité („turbidity current”) et sera donc resédimenté à plus grande profondeur. De là les limites tranchées entre un sédiment à grain fin sous-jacent et la base du „graded bedding”. L’extension des courants de gravité explique la sédimentation des tufs en lentilles allongées.

Les observations que nous avons pu faire au sujet des nombreuses couches à „graded bedding” concordent avec bon nombre de caractéristiques énumérées par P. H. KUENEN (1953, p. 1060), pour des dépôts sur fonds peu inclinés ou horizontaux, comme p. e. l’absence de „ripple-mark” et de „current-bedding”.

ACADIEN

Tufs remaniés et „tufs” aphanitiques remaniés.

La limite géorgien/acadien passe quelque part dans le paquet de tufs remaniés. Cette limite n’a pu être précisée dans l’Ida ou Zal en l’absence de faune; une discordance, ni même un symptôme d’arrêt de sédimentation, n’a pu être observée entre les deux séries et ce contrairement aux observations de P. HURÉ (1955, p. 971). La proportion de tufs remaniés grossiers diminue graduellement en remontant dans le paquet; finalement la roche est composée exclusivement de „tufs” aphanitiques remaniés violacés et vert clair d’une puissance de plusieurs centaines de m (incorporée dans la puissance du paquet volcanique *s.l.* mentionnée ci-dessus). Comme toute coupure entre les roches grossières et aphanitiques serait arbitraire du point de vue pétrographique, il nous faut interpréter également le matériel aphanitique comme un produit d’éjection volcanique resédimenté même s’il comporte une proportion importante de constituants proprement sédimentaires. Des roches d’un grain aussi fin, sont d’ailleurs formés d’jectamenta tout à fait normaux.

On ne peut faire de différence entre la roche teintée de violet et la roche vert clair, ces deux teintes étant dues au rapport des teneurs en minéraux ferriques et en chlorite. Ces roches de teintes différentes peuvent passer latéralement de l’une à l’autre. Vers le sommet on observe néanmoins une limite assez tranchée entre une roche violacée et la roche vert clair qui la surmonte; cette limite ne se maintient que dans un seul niveau. Dans ce matériel verdâtre, qui se débite en menus morceaux, on a trouvé, près d’azib Mokzen, de nombreux exemplaires d’un Brachiopode déterminé par Mme G. TERMIER comme *Mickwitzia cf. bohémica* BARRANDE (F 35, 714), qui caractérise l’Acadien.

Schistes verdâtres.

La teneur en constituants proprement sédimentaires augmente en remontant dans la série. La roche vert clair, à grains fins, démunie de stratification apparente, passe graduellement à un schiste verdâtre, puis verdâtre sombre avec de rares intercalations de minces couches de tufs remaniés. Les couches verdâtre sombre peuvent passer latéralement à une roche de teinte blanche: il s’agit d’un phénomène de décoloration carac-

téristique pour ce paquet (fig. 17). Plus haut dans la série la roche perd sa teinte verdâtre sombre et du même coup les décolorations latérales et passe à un schiste de teinte claire à couches sombres.

Ce dernier paquet présente des phénomènes de glissement sous-aqua-



Fig. 17. Schistes verdâtres sombres à passages latéraux blancs.

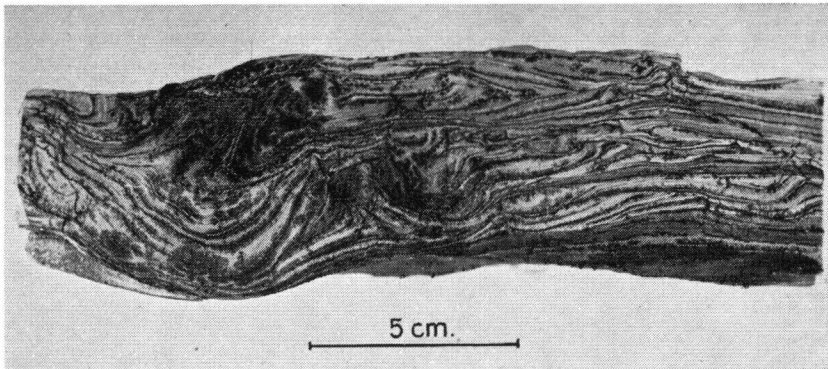


Fig. 18. Glissement sous-aquatique dans l'Acadien à quelques mètres sous la couverture ordovicienne à l'W de Farhel.

tiques — „slumping” (fig. 18). Une estimation des puissances des différents paquets demeure fort arbitraire; les passages étant extrêmement graduels. Il n'est pas possible non plus de faire la part de l'influence des mouvements tectoniques qui auraient pu fausser les mesures de puissance. Il est fort probable que les chiffres cités soient des maxima.

Schistes clairs et verdâtres: 600 m.

„Tufs” aphanitiques remaniés, violacés et vert clair: 600 m.

Paquet volcanique s.s. (tufs remaniés à intercalations de „tufs” aphanitiques remaniés et de quelques laves, violacés et vert clair): 1200 m.

L'Acadien et l'Ordovicien à leur contact.

L'Ordovicien susjacent est séparé de l'Acadien par une limite tranchée dont la localisation ne présente aucune difficulté là où l'Ordovicien comporte son grès de base. Il est par contre plus difficile de préciser la limite quand l'Ordovicien noir-blanc repose immédiatement sur l'Acadien. Néanmoins Acadien et Ordovicien semblent montrer un caractère différentiel dans la mode de stratification de leurs couches. Celles-ci sont strictement parallèles dans la série acadienne, où elles se prolongent sans interruption sur une certaine distance, tandis que dans l'Ordovicien les plans de stratifications présentent des ondulations. On peut encore faire remarquer que les petites couches de l'Ordovicien sont alternativement blanches et nettement noires tandis que les passées sombres de l'Acadien ont toujours une nuance vert de gris.

L'existence d'une lacune entre le Cambrien et l'Ordovicien a pu être démontrée. Une faible discordance angulaire entre les deux séries nous semble, de plus, fort vraisemblable, quoiqu'on ne puisse l'observer d'une manière absolument certaine dans les affleurements.

Acadien gréseux probable.

Il existe dans l'Ida ou Zal un paquet de schistes gréseux; grès et quartzites affleurent en chevauchement e. a. dans le sommet du j. Issedrem et du j. Mzoug. Malgré l'absence de fossiles, des arguments positifs — à énumérer ci-dessous — plaident en faveur d'un âge acadien pour ce paquet. Si cette supposition à propos de son âge est correcte, il y a là un argument en faveur d'une discordance angulaire; en effet, on ne trouve ce paquet nulle part sous l'Ordovicien dans l'Ida ou Zal.

Les arguments suivants plaident pour l'attribution à l'Acadien:

A) Les paquets chevauchés situés à l'E et à l'W de Talatane, peuvent être considérés comme incorporés dans un même grand chevauchement.

Le paquet situé à l'E est principalement constitué de tufs remaniés appartenant à la série volcanique du Georgien-Acadien. Le paquet chevauché situé à l'W est formé de schistes gréseux, de grès et de quartzites. Il nous semble assez logique d'attribuer ces deux unités lithologiques à une même série, l'Acadien dans ce cas.

B) Une bande de tufs remaniés violacés est intercalée dans les schistes gréseux du chevauchement, sur le versant occidental du j. Mzoug.

C) Les schistes gréseux, principalement ceux qui surmontent la couche de quartzite, présentent une stratification extrêmement régulière, qui est considérée comme caractéristique pour l'Acadien.

D) La présence de grès et de quartzites dans le sommet de l'Acadien est tout à fait normale pour d'autres régions du Maroc. — G. CHOUBERT (1952, p. 109).

E) En procédant par élimination l'hypothèse d'un âge acadien mérite le plus de considération.

Compte tenu de son caractère chevauchant, l'échelle stratigraphique de ce paquet, ne peut être dressée qu'avec réserve.

A cause des répétitions l'évaluation des puissances est particulièrement sujette à caution.

De haut en bas:

Des schistes gréseux, comportant quelques couches de grès avec une stratification extrêmement régulière, marquée par une alternance de bandes claires et sombres (fig. 19); d'une épaisseur dépassant 100 m.

Un quartzite, environ 50 m.

Du grès et des schistes gréseux, d'une épaisseur de plus de 450 m.

Ce dernier paquet gréseux nous montre par ci - par là des „current-bedding” (fig. 20).

POTSDAMIEN

Le Potsdamien n'a pas été reconnu au Maroc. A notre avis cette période est sans doute représentée par la lacune stratigraphique entre le Cambrien et l'Ordovicien, signalée plus haut.

Le Cambrien de l'Ida ou Zal comparé à celui d'autres régions du Maroc

Infracambrien (Adoudounien).

„Série de base”. — Dans l'Anti-Atlas le Géorgien *s.l.*, est toujours séparé du Précambrien III par une discordance bien nette; (G. Choubert, 1952, p. 95). La „série de base” du Géorgien *s.l.*, dans le domaine de l'Anti-Atlas, est formée de calcaires sombres (Ch. p. 96); ces calcaires pourraient être l'équivalent des calcaires bleus à la base de la coupe stratigraphique à travers le j. Ouaremikien et le j. Tagararat.

„Calcaires inférieurs”. — Les „calcaires inférieurs” surmontent la „série de base” dans l'Anti-Atlas. Une activité volcanique contemporaine de ces „calcaires inférieurs” a été reconnue en quelques points de l'Anti-Atlas et du Haut-Atlas. Durant cette période un ensemble de volcans était e. a. situé près d'Alougoum, dans le flanc méridional de la chaîne centrale de l'Anti-Atlas (Ch. p. 98). Les laves y recouvrent une superficie de 100×100 km². L. NELTNER (1938, p. 94) signale également des épanchements de laves dans la série inférieure du Géorgien. Ces épanchements sont situés à l'E de la région que nous avons étudiée, entre autres dans le j. Ouenkrime, au NW du j. Toubkal. Ces affleurements ont aussi été signalés par J. DRESCH. Ce dernier auteur fait également mention d'intercalations laviques dans les calcaires inférieurs de la région de l'Agoundis. Celles-ci ont été revues par PROUST (communication orale de G. CHOUBERT).

La littérature mentionne un paquet „lie de vin”, dénommé „grès de Tikirt”. CHOUBERT interprète ce grès comme faisant partie de la série régressive qui s'intercale entre les „calcaires inférieurs” et les „calcaires supérieurs”.

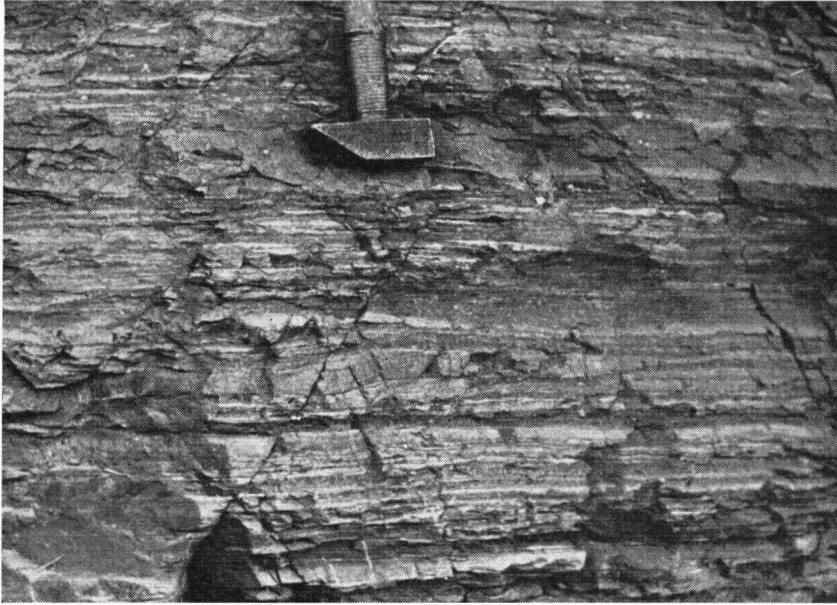


Fig. 19. Schistes gréseux du sommet de l'Acadien gréseux probable;
près de l'Azib Ticht.

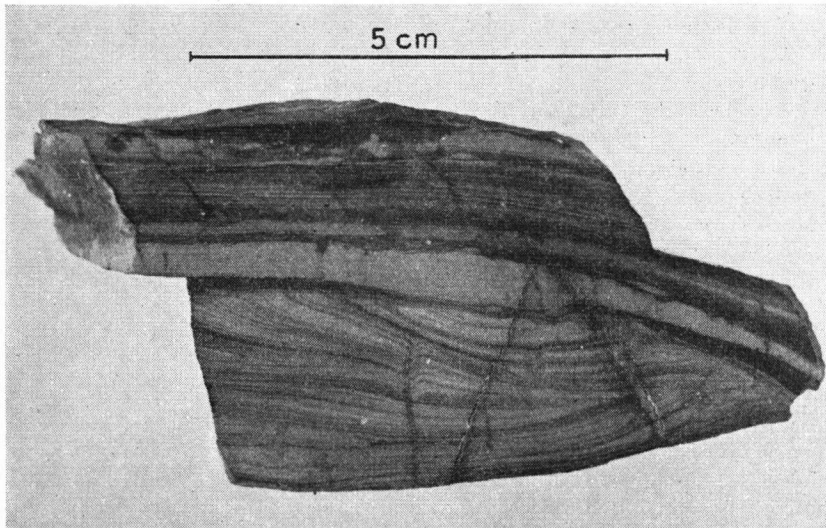


Fig. 20. „Current-bedding” dans les schistes gréseux de l'Acadien gréseux probable.
Echantillon provenant de la pente SW du j. Mzoug.

L. NELTNER (1938, p. 94) a reconnu des éléments éruptifs dans le „grès de Tikirt”. Citation: „ils (les „grès de Tikirt”) résultent manifestement de l'accumulation par les eaux des cendres et des lapilis projetés par les volcans de l'époque.” Le volcanisme invoqué ici ne peut à notre sens être distinct de celui ayant sévi à l'Infracambrien (Adoudounien) et pourrait, de ce fait, être parallélisé avec des activités volcaniques reconnues dans l'Ida ou Zal durant cette période. CHOUBERT (communication orale) n'admet pas la présence de matériel volcanique dans les „grès de Tikirt”. A son avis NELTNER a confondu les sédiments violacés à éléments volcaniques du P.C. III avec le „grès de Tikirt” proprement dit. Nous, ne sommes pourtant pas aussi convaincu de l'erreur de NELTNER et nous soupçonnons que le paquet de „grès de Tikirt” ne doit pas seulement être interprété comme le témoin d'une régression mais aussi comme le témoin d'une activité volcanique. Remarquons que dans l'Ida ou Zal aussi existent des couches teintées de rouge (violacées); et là elles sont indubitablement en rapport avec le volcanisme. Il ne nous semble pas exclu qu'une activité volcanique, datant de l'Infracambrien (Adoudounien), sera décelée un jour en d'autres endroits du Maroc. Nous sommes enclins à admettre l'existence d'une activité volcanique aussi intense que prolongée en divers endroits du Maroc durant l'Infracambrien.

Géorgien s. s.

„Calcaires supérieurs”. — Dans l'Ida ou Zal la sédimentation s'est poursuivie sans interruption entre la série volcanique (Adoudounien) et les „calcaires supérieurs” (Géorgien s. s.).

Plus vers l'E par contre la limite entre le premier et le deuxième cycle sédimentaire du Géorgien s. l. (resp. Adoudounien et Géorgien s. s.) est soulignée par une ré- et une transgression décelable dans la „série lie de vin” (G. Choubert, 1952, p. 99). Il n'est pas tout à fait exclu que les quelques couches violacées dans le sommet de la série volcanique adoudounienne de l'Ida ou Zal témoignent d'une répercussion de ces mouvements.

Dans la région étudiée la limite entre la série qui pourrait être parallélisée aux „calcaires inférieures” et les „calcaires supérieures” marmorisés a été tracée là où cessent les intercalations de roches d'épanchement dans les calcaires. C'est à quelques dizaines de m au-dessus de cette limite un peu arbitraire, qu'on a découvert *Archaeocyathus* dans une lentille de marbre blanc. Cela concorde avec des observations faites dans l'Anti-Atlas où le cycle sédimentaire du Géorgien s. s. est caractérisé par l'apparition d'*Archaeocyathidés*.

Selon CHOUBERT on peut distinguer plusieurs paquets dans le Géorgien s. s. de l'Anti-Atlas, il cite de bas en haut: des „calcaires supérieurs”, une série schisto-calcaire, une série schisteuse avec ou sans „calcaires scoriacés”, et des grès terminaux. Il est impossible de faire ces distinctions dans l'Ida ou Zal, où toute la série est formée de marbres, de calcschistes et de schistes calcarifères. Nos calcschistes à ovoïdes de marbres sont probablement identiques aux „calcaires scoriacés” de L. NELTNER (1938, p. 98); nous admettons une origine tectonique.

NELTNER distingue, dans la „série supérieure”, des calcaires non métamorphiques et des calcaires phylliteux, soit de type „scoriacé” soit de type „rubanné”. Nous venons de parler du type „scoriacé”. La description que donne l’auteur des calcaires „rubannés” nous incite, non sans raisons, à les identifier aux calcaires phylliteux, affleurant dans l’Ida ou Zal à la base de chevauchements géorgiens (voir : fig. 12). Il nous semble fort vraisemblable que NELTNER ait confondu les plans de schistosité, sièges de recristallisations, avec la stratification; nous nous y sommes également laissé prendre au début, comme d’ailleurs pas mal d’autres géologues.

Géorgien — Acadien.

Grâce à une faune abondante on a pu dresser une stratigraphie précise du Géorgien et de la base de l’Acadien aux environs d’Amouslek, au pied de l’Anti-Atlas, à l’W de Taroudant — G. CHOUBERT et P. JAQUEMONT (1952).

Le sommet du Géorgien et la base de l’Acadien y sont formés pour la plus grande part d’une roche dure, violacée, à grains fins ou aphanitique avec des couches minces de tufs remaniés en „graded bedding”, témoins du volcanisme de la fin du Géorgien reconnu dans l’Ida ou Zal⁵⁾.

La limite Géorgien-Acadien qui a pu être précisée ici à l’aide d’une faune abondante passe dans le paquet contenant les tufs remaniés violets. On n’a pas reconnu de roches d’épanchement aux environs d’Amouslek.

Acadien.

De nombreux auteurs attribuent des „schistes verts” à l’Acadien. Citons ici G. CHOUBERT (1952, p. 108) — il s’agit de l’Anti-Atlas — „au-dessus de ce niveau transgressif (i. c. : des niveaux contenant encore les dernières faunes du Géorgien), s’empile la série puissante et monotone de schistes verts à *Paradoxides*. Elle a 500 à 1000 m d’épaisseur dans l’Anti-Atlas occidental.”

Peut-être pourrions nous considérer ces schistes verts comme les remplaçants stratigraphiques des „tufs” aphanitiques remaniés vert clair de l’Ida ou Zal.

Acadien gréseux.

Dans l’E de l’Anti-Atlas le sommet de l’Acadien est formé de grès et de quartzites „à *Conocoryphe* et à *Lingules*” épais de 100 à 150 m; ils ont fourni une belle faune caractérisant l’Acadien moyen (G. Choubert, 1952, p. 109). Ces roches sont interprétées comme des grès terminaux, représentant une fin de cycle et amorçant une régression fort importante.

Des grès ont également été signalés dans le Souss et dans l’Anti-Atlas occidental. CHOUBERT suppose que ce paquet fait défaut dans le Bloc occidental du Massif ancien du Haut-Atlas. Comme il a été exposé ci-dessus l’absence de ces grès sous la couverture ordovicienne, doit, à notre avis, être attribuée à une discordance angulaire (le paquet de grès du

⁵⁾ Pendant ce temps ce volcanisme a fait l’objet d’une note de G. CHOUBERT et Mlle A. FAURE—MURET (1956).

sommet de l'Acadien (préssumé) affleurant dans le j. Mzoug et le j. Issedrem est repris dans un chevauchement).

Jusqu'à présent la limite entre l'Acadien et l'Ordovicien n'a pu être située avec précision en aucun autre point du Haut-Atlas.

Acadien — Ordovicien ?

Une activité volcanique a été signalée au sommet de l'Acadien; J. CLARIOND et Mme Y. GUBLER (1937, p. 706) mentionnent des roches volcaniques au S et SE du j. Ougnat, situé au SW de Ksar es Soukh. Ils estiment que l'activité volcanique doit être datée de la fin de l'Acadien et qu'elle s'est poursuivie jusque dans l'Ordovicien.

G. LECOINTRE (1926, p. 13) mentionne la présence d'arkoses dans les quartzites d'El Hank près de Casablanca, il attribue ces roches à l'Acadien. Ces affleurements ont récemment fait l'objet des recherches de J. DESTOMBES et de A. JEANETTE (1955, p. 75). Ces auteurs admettent l'existence d'une éruption volcanique sous-marine à la fin de l'Acadien et la parallélise avec le volcanisme du j. Ougnat dont il a été question ci-dessus.

Nous présumons que l'activité volcanique „d'El Hank” n'est autre que celle du Géorgien-Acadien signalée dans l'Anti-Atlas et le Haut-Atlas.

Quant à l'activité du j. Ougnat; il paraît qu'elle a été datée par *Calymene*. Malgré cela nous ne sommes toujours pas pleinement convaincu de la réalité d'une période volcanique qui s'étendrait de l'Acadien jusque dans l'Ordovicien. Il nous semble plus probable que le volcanisme „du j. Ougnat” date également de la fin du Géorgien — début Acadien.

Résumé

Il nous paraît possible de dresser l'échelle stratigraphique suivante du Cambrien de l'Ida ou Zal et d'esquisser un parallélisme avec le Cambrien de l'Anti-Atlas.

La stratigraphie du Géorgien d'Amouslek et de l'Acadien des environs de Goulimine a été empruntée à G. CHOUBERT et J. JAQUEMONT (1952); la stratigraphie du Cambrien des environs de Bou Azzer a été dressée par G. CHOUBERT (1952, p. 447)⁶⁾.

	<i>Ida ou Zal</i>	<u>Ordovicien</u>	<i>Goulimine</i>	<i>Bou Azzer</i>
Lacune				
Discor-	Schistes gréseux Quartzites Grès Schistes gréseux	Acad.	Grès et quartzites du sommet 200 m	Grès de passa- ge à l'Ordovi- cien 120 m
dance		gréseux		
angu-		prob.; ép.		
laire?		> 600 m?		

⁶⁾ Certains termes de cette nomenclature stratigraphique ne sont plus usités actuellement. Les puissances mesurées n'ont pourtant pas été modifiées, à notre connaissance. Comme le sujet n'a pas été abordé dans une publication synthétique récente nous ferons usage de la littérature citée ci-dessus.

Schistes clairs et verdâtres (sombres) avec qq. intercalations de tuf remanié	Acad. ép.: 600 m?		
Passage Schistes violacés et vert clair — les „tufs” aphanitiques remaniés	Acad. ép.: 600 m?	Schistes à <i>Paradoxides</i> 2000 m	Schistes des feijas internes 900 m
Passage Un paquet constitué de tufs remaniés, de „tufs” aphanitiques remaniés et localement dans la base de laves (prob. géorg.); teintes violacées et vert clair	Géorg.- Acad. ép.: 1200 m		
Passage Schiste calcaire verdâtre avec minces couches sombres	Zone de passage; Géorg. s.s. ép.: 200 m	<i>Amouslek</i> Niveau à <i>Protolenus</i> ? 60 m	Grès de passage 170 m
Passage Calcschistes vert clair à ovoïdes calcaires. Dans la base des lentilles allongées de marbre blanc, lamellé de bleu.	Géorg. s.s. ép.: 2100 m	„Grès terminaux” Schistes terminaux Série schisto-calcaire „Calcaires supérieurs” Calcaires lités et en plaquettes Calcaires à intercalations schisteuses. 2100 m	Schistes à <i>Protolenus</i> Série schisto-calcaire „Calcaires supérieurs” 255 m

Passage

Epanchements de laves et de tufs (remaniés?) surtout verdâtre sombre, avec intercalations de calcaires marmorisés. Dans le sommet, des lentilles allongées de marbre blanc lamellé de bleu	} Infra-cambrien (Adoudounien) ? ép.: 2300 m	} „Calcaires inférieurs”; 3000 m	} Schistes violets „Calcaires inférieurs” 440 m
Bande de quartzite partiellement bréchiforme	} ép.: 20 m		
Série de marbres bleu-sombre; intercalations d'arkoses (tufs remaniés?); au sommet des lentilles de marbre gris bleu sombre bréchiforme	} „Série de base”. Infra-cambrien (Adoudounien) ? ép.: > 1200 m ?	} „Série de base” 350 m	
	} > 8800 m ?	} 7710 m	} 1885 m

On peut admettre une activité volcanique intense et prolongée dans l'Ida ou Zal durant l'Infracambrien (Adoudounien) présumé. Le paquet est épimétamorphe. A l'origine, le Géorgien s. s. de l'Ida ou Zal était formé d'une alternance de calcschistes et de calcaires. Suite à des déplacements le long des plans de fractures il se transforma en calcschiste à ovoïdes calcaires. Ces roches sont très probablement assimilables aux „calcaires scoriacés” de l'Anti-Atlas.

Les recristallisations sur les plans de schistosité imputables à l'épimétamorphisme (intervenu à la suite des chevauchements) sont sans doute à l'origine des calcaires phylliteux où une fausse stratification s'est établie.

Un paquet volcanique se situe dans le sommet du Géorgien et dans la base de l'Acadien. Près d'Amoulesk, dans l'Anti-Atlas, un paquet comportant des tufs remaniés témoigne également de ce paroxysme volcanique.

Il nous semble plus probable que le volcanisme „du j. Ougnat” date également de la fin du Géorgien — début Acadien.

On peut observer tous les stades de transition entre les tufs remaniés violacés et verts et les schistes aphanitiques de mêmes teintes; nous interprétons ces derniers comme des „tufs” aphanitiques remaniés, bien que du point de vue d'une nomenclature pétrographique rigoureuse ces roches ne mériteraient pas toujours le nom de tufs, vu l'importante proportion de constituants proprement sédimentaires.

L'existence d'une lacune entre l'Ordovicien et le Cambrien a pu être démontrée; une discordance angulaire est fort probable.

SILURIEN

ORDOVICIEN

Historique de l'exploration de l'Ida ou Zal

En 1930 E. ROCH mentionne, dans sa thèse, des découvertes de fossiles près de Tagodicht. En déterminant ce matériel P. PRUVOST a reconnu du Silurien indubitable. H. TERMIER (1937) signale, près de Takdicht — il s'agit probablement de la même localité que Tagodicht mentionné par ROCH — „des schistes micacés gris bleu” qui lui ont fourni *Dalmanites*, cf. *Calymene*, *Orthis*, cf. *hyolites*.

TERMIER a en outre découvert un exemplaire d'*Illiaenus* à 400 m à l'W d'Ida ou Merouane.

Localisation

Le plus important affleurement d'Ordovicien occupe une position synclinale dans la cuvette topographique au centre de la région. Il est bordé par le Trias au N, par le Cambrien au NE et à l'E, par la faille d'Agadir ou Anzizen au S et par l'Acadien à l'W. On trouve également de l'Ordovicien en position quasi normale dans le SE de la région. On en observe d'ailleurs aussi pas mal dans des charriages.

L'Ordovicien des Ida ou Zal

Limite Acadien/Ordovicien

La limite Acadien/Ordovicien peut être déterminée avec précision et affleure le plus souvent.

Dans l'W de la cuvette près d'azib Mokzen, l'Acadien daté est recouvert, sans transition aucune, par un banc de grès ferrugineux surmonté lui-même par un schiste rubané noir-blanc que nous avons pu dater comme Ordovicien.

Ce banc de grès ferrugineux doit être considéré comme le grès de base de l'Ordovicien. Cette interprétation est confirmée par une observation faite au SW d'Agouni, à l'extrémité NE de l'affleurement ordovicien: le grès y passe latéralement, sur une certaine distance, à un conglomérat. Ceci démontre l'existence d'une lacune entre l'Acadien et l'Ordovicien de l'Ida ou Zal.

Malgré l'absence de preuves irréfutables, nous sommes assez enclin à admettre, en plus de cette lacune, une discordance angulaire entre l'Ordovicien et l'Acadien. Il est vrai que le contact Acadien/Ordovicien observé en affleurement donne presque toujours une impression de concordance; il nous semble néanmoins que dans ce cas il n'y a que pseudo-concordance.

Arguments en faveur d'une discordance angulaire:

- 1) Dans la région explorée l'Ordovicien n'a jamais été observé surmontant des schistes gréseux et des grès comme on peut en voir dans le j. Mzoug et le j. Issedrem et que nous croyons devoir considérer comme appartenant à l'Acadien. Il s'agit malheureusement dans ces cas des paquets chevauchés qui n'ont pas encore pu être datés par des fossiles.
- 2) Il semble qu'on puisse constater une discordance angulaire en observant à quelque distance (p. e. de Farhel vers le N), le grès de base sur de l'Acadien, au SE de Tizi.

A un certain point, le long de cette limite, il nous a semblé possible d'observer une discordance angulaire nette en affleurement (fig. 21).

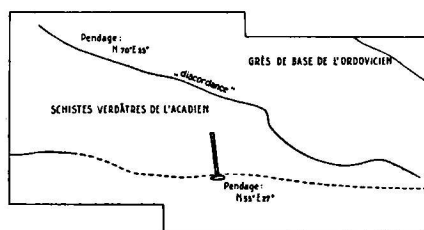
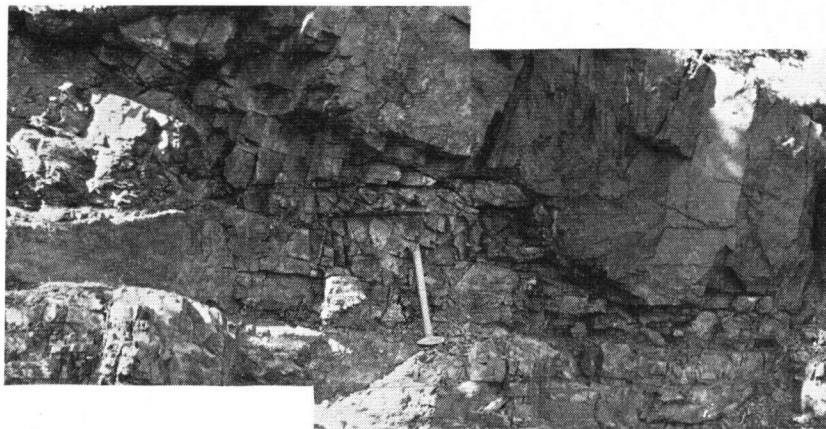


Fig. 21. „Discordance angulaire” entre l'Ordovicien et l'Acadien au SE de Tizi.

Comme le contact n'est peut-être pas absolument tranquille (bien qu'on n'ait pas observé de traces de brèches) la preuve irréfutable d'une discordance angulaire n'est toujours pas fournie. — Cette observation date de 1954. Un an plus tard l'affleurement se trouva être recouvert par un éboulement.

Si l'Acadien du Haut-Atlas a réellement été plissé avant la sédimentation ordovicienne, ce plissement a dû être extrêmement faible. Il s'agirait ici de la phase sardé de H. STILLE (1939, p. 771), observée entre autre en Sardaigne.

Grès de base.

Le grès de base ferrugineux est d'épaisseur variable; il atteint 1.50 m au maximum. Localement ce grès peut faire défaut, ce qui amène les schistes noir-blanc au contact direct de l'Acadien. Dans ces circonstances il est parfois malaisé de préciser la limite, mais une recherche un peu plus poussée permet toujours de la situer correctement grâce à la mode de sédimentation différente.

La puissance variable et l'absence locale du grès de base doivent probablement être attribuées à de petites dénivellations de la surface sur laquelle se sont déposés les sédiments ordoviciens. Nous avons déjà mentionné le passage latéral du grès de base à un conglomérat.

Schistes noir-blanc — (p. p.?) Llandeilo-Llanvirn.

Au-dessus du grès de base se trouvent quelques centaines de mètres de schistes lignés noirs et blancs, très caractéristiques pour l'Ordovicien de l'Ida ou Zal; ce type de roche y est de loin le plus commun dans les affleurements ordoviciens. Les lamelles sont formées de minces couches alternativement noires et claires (fig. 22). A première vue les lamelles semblent

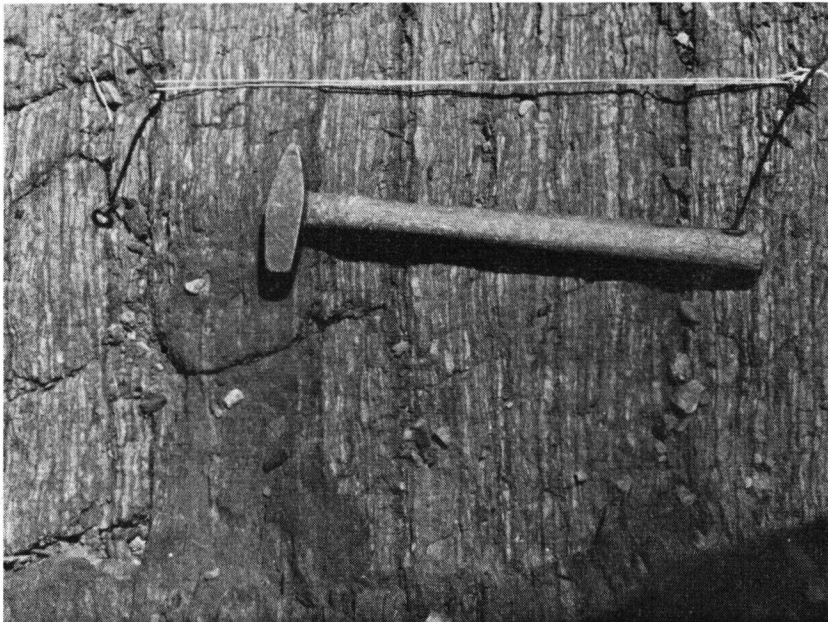


Fig. 22. Les schistes ordoviciens noir-blanc — dit: „demi-deuil”.
La distance entre les deux pointes mesure 50 cm.

être à peu près d'épaisseur égale et constante, de l'ordre de 0.5 cm. Examinée de près, la lamellisation se poursuit à plus petite échelle: les lamelles de teinte noire contiennent, il est vrai, une majorité d'éléments sombres et inversement dans le cas de lamelles blanches, mais elles sont

néanmoins chacune constituées par des lamelles plus minces noires ou blanches (fig. 23).

La roche se fend facilement selon des surfaces de stratification quelque peu rugueuses, qui présentent un scintillement caractéristique dû à des pail-

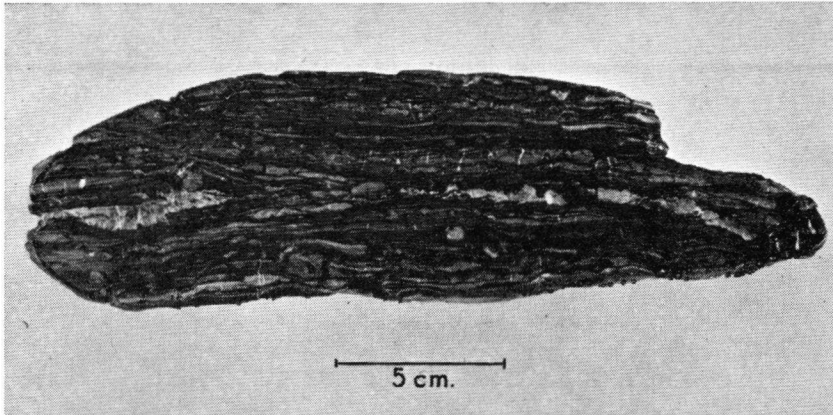


Fig. 23. Surface polie d'un échantillon de schiste ordovicien „demi-deuil”, provenant d'Arazen.

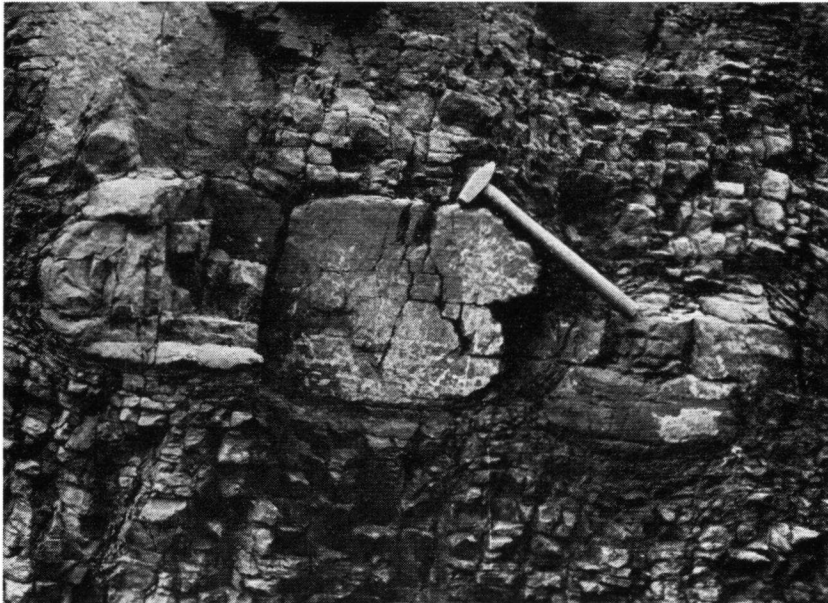


Fig. 24. Ovoïde calcaire dans les schistes ordoviciens „demi-deuil”, situé dans le versant de l'oued entre Tagodicht et Tassifirt.

lettes de mica flottés. Ces schistes noir-blanc contiennent de rares ovoïdes calcaires, par ex. en deux endroits dans la vallée de l'oued entre Tagodicht et Tassifirt (fig. 24). Quoiqu'on puisse leur attribuer un point de départ organique, ils n'ont pas livré de fossiles.

La roche noire-blanche est si bien caractérisée qu'on aimerait lui donner un nom bien à elle. C'est ce qu'a fait G. CHOUBERT en la qualifiant de „demi-deuil”. Nous lui empruntons volontiers cette appellation originale.

La série n'est pas entièrement lamellée aussi régulièrement que la description ci-dessus pourrait le faire croire. On trouve par endroit sur une certaine épaisseur des variations, entr'autres des bancs de grès, ou encore une prédominance de la roche noire. Au N de Tagodicht on observe un passage latéral à un faciès ordovicien plus gréseux de teinte claire; la roche n'y montre plus aucune lamellisation et contient çà et là des concrétions gréseuses de quelques dm. Une imprégnation par de la limonite, partiellement hématitisée, a eu lieu aux abords des diaclases.

Dans le schiste „demi-deuil” on n'a récolté des fossiles qu'en un seul endroit, situé approximativement à 400 m à l'W du douar Ida ou Merouane, le long du sentier menant à Arazen. Mme G. TERMIER a déterminé *Illaenus perovalis* MURCHISON (F 13, 736, 737) caractérisant d'après elle le Llandeilo-Llanvirn. H. TERMIER signale le même Trilobite à l'endroit où nous avons pu en découvrir quelques exemplaires. Il est du reste assez étrange qu'on n'ait trouvé aucun fossile à d'autres endroits dans la vaste région où affleurent les schistes „demi-deuil” et ce, malgré des investigations longues et minutieuses en des endroits fort divers.

La détermination de l'épaisseur des schistes „demi-deuil” doit être faite avec la plus grande prudence, la série étant hachée par des failles. On peut parfaitement s'en rendre compte en observant l'apparition de l'Acadien entre Ida ou Merouane et Tassifirt où une faille N—S a déplacé verticalement la limite Acadien/Ordovicien. Un autre exemple de ce phénomène peut être observé au SW de cet affleurement. En ces endroits l'apparition de la limite entre l'Acadien et l'Ordovicien a permis de localiser la faille et de mesurer son rejet vertical d'une manière approximative. Il est fort probable que des failles à rejet important et de direction N—S traversent l'Ordovicien en d'autres endroits encore, sans qu'elles fassent pour autant affleurer l'Acadien.

Il semble raisonnable, d'évaluer, sous toute réserve, en se basant sur des coupes, la puissance de la série „demi-deuil” à 600 m. Si nous admettons ce chiffre nous devons supposer quelques failles.

Les schistes „demi-deuil” passent le plus souvent verticalement à des schistes noirs tendres; ce cas se présente dans la bordure ouest de Tagodicht, à l'E d'Alous, et au NE de Tiguert-iabba. Parfois la séparation peut se marquer par une bande de quartzite blanc, d'épaisseur variable mais de 20 m au maximum; une telle bande peut être observée à l'E de Tagodicht. Nous attribuons provisoirement la présence ou l'absence de ce quartzite à un changement latéral de faciès, sans nier pour autant le bien fondé d'autres interprétations. Il ne faut en effet pas oublier que la stratigraphie fut élaborée à partir d'un terrain victime d'un passé géologique agité et donc peu apte à fournir une échelle précise.

Schistes noirs tendres — Llandeilo (supérieur?).

Stratigraphiquement au-dessus des schistes „demi-deuil” on observe au moins 400 m de schistes tendres noir bleuâtre, d'aspect charbonneux (au toucher ils tachent les doigts), à paillettes de mica, se clivant n'importe comment; ces schistes contiennent également des particules de gypse, des cristaux de sels et de pyrite. L'altération météorique rend la roche très claire, parfois presque blanche. Ces schistes tendres affleurent principalement à Tagodicht et sur le versant N du j. Tichgouarnin. On les retrouve également près d'Alous, de Tiguert-iabba et de Tamdroust.

Surtout près de petites sources, dans les vallons occupés par des ruisseaux à écoulement continu ou fréquent, on observe des dépôts limoniques (brèches, conglomérats, graviers) quaternaires et récents et des „flocons” de soufre „exsudé”, ce qui démontre la nature ferrugineuse et sulfureuse de la roche (fig. 25). Il s'agit d'un phénomène tout à fait



Fig. 25. Exsudations de soufre couvrant les schistes noirs tendres du Llandeilo (sup^r), près d'une source. A droite et à gauche l'altération météorique claire de la roche. Photo prise à 100 m au S de Tamgounti.

caractéristique pour ces schistes; en effet on ne trouve de tels dépôts sur aucune autre roche (voir: Le sub-récant).

Quelques bancs de grès gris foncé d'une épaisseur d'environ 1 m

peuvent être observés vers le sommet de cette série de schistes tendres; ils ont été mis en évidence par l'érosion différentielle (fig. 26).

Dans le sommet on trouve des ovoïdes calcaires. Au NE de Tiguert-iabba, des concrétions ovalaires de galène pure existent en outre dans ces schistes.

Les schistes tendres contiennent une riche faune aussi variée que répandue. Les gîtes F 308, 357, 358, 566, 712, 713 et 715 sont situés aux environs immédiats d'Alous; F 96 dans le voisinage de Tiguert-iabba, et F 292 à 2 km au N de ce douar, immédiatement sous la couverture triasique. Les autres gisements sont tous situés à Tagodicht, principalement entre Tamgounti et Igui 'n Cheikh.

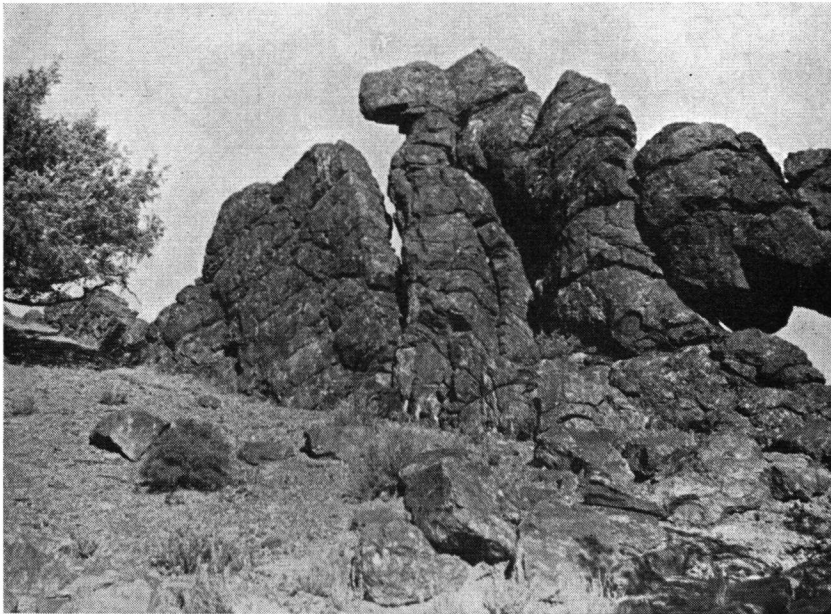


Fig. 26. Un banc de grès dans le sommet de la série de schistes noirs tendres du Llandeilo (sup.†), banc situé au S de Tagodicht.

Ci-dessous les déterminations dues à Mme G. TERMIER :

Trilobites:

<i>Dalmanites proaeva</i> EMMRICH	F 173, 292
<i>Dalmanites phillipso</i> BARRANDE	F 173, 96, 214, 308
<i>Placoparia</i> cf. <i>zippei</i> BARRANDE	F 173
<i>Asaphus</i> cf. <i>nobilis</i> BARRANDE	F 173, 214
<i>Selenopeltis buchi</i> BARRANDE	F 173, 292
<i>Calymene</i>	F 173
<i>Aeglina?</i>	F 292, 308
<i>Cheirurus?</i> (<i>Ceraurus?</i>)	F 292, 308
<i>Asaphus</i> sp.	F 562

Brachiopodes:

Pionodema sp. F 173

Ostracodes:

Ostracodes F 562
Hippa latens BARRANDE F 173, 99
Ctenobolbina cf. *ciliato* EMMONS F 173, 308, 562
Primitia cf. *prunella* BARRANDE F 99, 292, 308, 566
Primitia sp.

Gastéropodes:

Conularia cf. *exquisita* BARRANDE F 173, 292
Archaeoconularia F 566, 562

Ptéropodes:

Hyalolithus benignensis ZAZVORKA F 214
Hyalolithus striatus BARRANDE F 292

Des invertébrés mal classables selon J. PIVETEAU (1953, t. III):

„*Leda*” *bohemica* BARRANDE F 173, 96, 214, 292, 308
„*Leda*” *incola* BARRANDE F 99, 292
Oxlosia sp. F 173, 99, 214, 292, 308, 566
Nucula compar BARRANDE F 214, 292
Ctenodonta protensa BARRANDE F 292

Cette faune permet d'attribuer la série des schistes noirs tendres au Llandeilo. Ils sont vraisemblablement pareils à ceux d'Ouljet-Bou Khemis, attribués au Llandeilo supérieur, dont G. SUTER du Service géologique à Rabat nous a montré quelques échantillons.

L'épaisseur de la série de schistes noirs tendres est d'environ 480 m à Tagodicht.

Les schistes noirs tendres sont séparés d'une série de schistes noirs gréseux par un paquet d'environ 40 m composé d'un quartzite de 15 m à la base, surmonté d'un paquet de bancs forts variés. Le tout sera dénommé ici „paquet varié” (fig. 27); nous le détaillons ci-dessous.

Le „paquet varié”.

Le paquet situé entre les schistes noirs tendres et les schistes noirs gréseux — le „paquet varié” — n'est pas toujours également développé.

Le paquet complet est visible dans une coupe située au S d'Igui 'n Cheikh en bordure du sentier menant à Talatane. On y observe de haut en bas:

Les schistes noirs gréseux (voir plus loin).

Détails du paquet varié:

- 1) Des schistes noirs „écailleux” prenant une teinte plus claire aux endroits exposés à l'air 50 cm
 Une intercalation de schistes contenant de petits galets disséminés 2 cm

- | | |
|--|-------|
| 2) Localement une mince couche brune de calcaire | 10 cm |
| Un banc de grès ferrugineux | 30 cm |
| 3) Une couche bréchiforme | 30 cm |
| 4) Une couche contenant des Annélides, leurs perforations et leurs traces | 1 m |
| 5) Un schiste noir prenant par altération une teinte éclatante, jaune clair ou foncé, un peu plus résistant que la roche encaissante | 1 m |
| Il se traduit sur le terrain par une faible arrête, qui se montre de loin à cause de sa teinte claire. | |
| 6) Des nodules de grès calcaireux d'une taille de $1 \times 1 \times 0.50$ m disposés en deux couches.
Le quartz domine dans les portions externes de ces nodules à cause de l'élimination du calcaire qui reste le constituant prédominant au centre | 1 m |
| 7) Des schistes noirs prenant une teinte claire par altération ...
Ces schistes contiennent des lamelles et une bande de schiste gréseux gris foncé, d'une épaisseur de 40 cm. On y trouve des oolithes. | 20 m |



Fig. 27. Photo synoptique du „paquet varié” entre les schistes noirs tendres du Llandeilo (sup.?) et les schistes noirs gréseux (Caradoc?) à gauche. Le quartzite forme la falaise au premier plan et à droite. A environ 25 m plus haut: le schiste à teinte jaune clair éclatante par altération à l'air (no. 4).

8) Une bande de schistes à mica flotté avec au sommet un mince niveau teinté de brun verdâtre	2 cm
9) Un bande à nodules blancs	5 cm
10) Un grès grossier	3 m
11) Un quartzite	15 m

Les schistes noirs tendres



Fig. 28. Les trous dans le quartzite du „paquet varié” de l’Ordovicien.

La surface du quartzite (no. 11) prend une teinte grise par altération. On y observe localement des trous circulaires d’environ 5 cm de profondeur et d’environ 3 cm de section. Ils paraissent être caractéristiques de ce niveau de quartzite (fig. 28); on les a également constatés à l’E de Tamdroust.

Tout ce paquet à couches variées n’a livré aucun fossile autre que les Annélides.

En-dessous du quartzite se situent les schistes noirs tendres avec intercalations de bancs de grès. Ces derniers dominent vers le sommet, c. à d. près de la bande de quartzite; vers le bas les schistes tendres prennent graduellement le dessus jusqu’à disparition quasi complète du grès, à environ 12 m en dessous de la bande de quartzite.

Les schistes noirs gréseux — Caradoc (?).

Ce paquet, recouvrant le „paquet varié” est principalement développé sur les pentes d'azrou 'n Tichgouarnin.

Les schistes noirs gréseux sont riches en mica flotté; la teneur en quartz n'est pas constante. On observe en effet des arêtes plus résistantes et quelque peu ferrugineuses de plus ou moins 3 cm, lardant ce terrain et prêtant à cette série, et plus particulièrement à sa base, un aspect caractéristique.



Fig. 29. Les schistes noirs gréseux ordoviciens (Caradoc?) se débitant en baguettes.

Ces schistes ne sont jamais massifs et se désagrègent très facilement. Ils se débitent le plus souvent en baguettes de quelques cm dont la plus grande dimension serait, pour autant qu'on ait pu l'observer, grossièrement parallèle à la stratification (fig. 29).

Nous avons pu découvrir quelques pauvres fragments de fossiles après de longues recherches en bordure du sentier à Talatane; ils proviennent d'un point situé à plus ou moins 80 m au S de la bande de quartzite. (F 3467).

P. PRUVOST a pu déterminer:

- 1) Des fragments de limbes céphaliques de *Trinucleus*;
- 2) Des yeux composés devant être attribués au genre *Dalmanites* ou *Phacops*;
- 3) Un fragment d'*Agnostus*.

PRUVOST croit pouvoir conclure à du Llandeilo ou à du Caradoc en se basant sur l'association *Trinucléus-Agnostus*. Nous pencherions plutôt pour du Caradoc: le faciès de ces roches diffère en effet sensiblement de celui des schistes noirs tendres sous-jacents, lesquels appartiennent certainement au Llandeilo, probablement supérieur. Le „paquet varié” sépare nettement les deux séries ce qui incline également à attribuer les schistes noirs sus-jacents et sous-jacents à des étages différents. De plus: la comparaison avec l'Ordovicien au Maroc central — à traiter plus loin — semble corroborer la présomption d'un âge caradocien pour les schistes noirs gréseux.

Il est bien exact d'autre part que *Trinucléus* est principalement répandu dans le Llandeilo supérieur, fait qui va à l'encontre de l'attribution de ces schistes gréseux au Caradoc.

Au cours d'un entretien G. CHOUBERT a émis des doutes quant à l'âge caradocien de ces schistes mais il ne peut proposer d'interprétation plus vraisemblable pour l'instant.

Les schistes noirs gréseux sont recouverts par le conglomérat de la base du Trias, formant le j. Tichgouarnin.

Leur épaisseur actuelle est de plus ou moins 550 m; vu la couverture triasique discordante, ce chiffre doit être considéré comme l'épaisseur originale minimum.

Remarquons qu'à certains endroits l'Ordovicien, situé immédiatement au-dessous du conglomérat rouge du Trias, par ex. à l'E d'Alous, prend une teinte lie de vin. Cette teinte n'épouse pas la stratification de l'Ordovicien à cet endroit, Nous serions enclin à attribuer cette teinte à un paléosol lie de vin formé avant le dépôt du conglomérat.

Cette même coloration s'observe dans le Gothlandien, immédiatement au-dessous du conglomérat triasique. Le problème sera traité ultérieurement (voir: Trias).

L'Ordovicien des Ida ou Zal comparé à celui d'autres régions du Maroc

Pour autant que la base de l'Ordovicien ait pu être datée, au N, à l'E et au S de la région, elle a toujours été attribuée à l'Arenig (G. Choubert 1952, p. 111).

Cette interprétation était fondée sur la présence de cet étage dans la Meseta — (M. GIGOUT); dans la partie orientale du Haut-Atlas près de Skoura — (E. ROCH); dans la chaîne d'Ougarta — (A. ΠΟΥΕΥΤΟ); et dans l'Anti-Atlas près du jebel Kissane.

En 1955 P. HUPÉ a étudié des Trilobites provenant de l'E du j. Kissane (G. Choubert, J. Hindermeyer et P. Hupé, 1955); ils doivent être attribués au Trémadoc supérieur. Ceci prouve que la transgression ordovicienne a débuté plus tôt qu'on ne le pensait.

Il ne serait pas invraisemblable que la base de l'Ordovicien des autres gisements mentionnés doive également être attribuée au Trémadoc.

Ni le Trémadoc ni l'Arenig ne purent être identifiés dans l'Ida ou Zal. Ce qui précède semble pourtant plaider en faveur de l'attribution de la base de l'Ordovicien à l'Arenig sinon, peut-être même, au Trémadoc. La découverte d'*Illænus perovalis* MURCHISON non loin de la base de l'Ordovicien de l'Ida ou Zal ne contredit pas cette interprétation.

Aux endroits où l'Ordovicien atteint son développement complet dans l'Anti-Atlas (en bordure du Dra, autour du chaînon ougartien de Bou Azzer, el Graara, Zagora), sa base est formée de schistes dits „schistes des feijas externes” qui comprennent de l'Arenig et du Llandeilo. Un niveau de quartzites — premier Bani — les surmonte et est surmonté à son tour par les schistes dits „schistes de Ktaoua”. Ces derniers ont livrés plusieurs fossiles qui sont identiques à ceux découverts dans les schistes noirs tendres de l'Ida ou Zal.

Une publication de W. VAN LECKWYCK, G. SUTER, H. et G. TERMIER (1955, p. 16) sur l'Ordovicien du Maroc central (l'Anticlinorium de Khouribga-Oulmès) signale la présence (vraisemblable) du Llandeilo inférieur et moyen sous un faciès de schistes clairs — dans les aires déprimées — ou de schistes bleu vert siliceux, formant les reliefs. Au-dessus s'étale un ensemble uniforme de schistes tendres noirs ou bleu foncé avec une teneur appréciable en mica blanc flotté. Ce sont les soi-disant „schistes d'Ouljet bou Khemis” de H. TERMIER (1936, p. 198), d'une épaisseur entre 200 et 500 m, très fossilifère, comportant un grand nombre de gisements, datés du Llandeilo supérieur.

Il nous semble tout à fait raisonnable de paralléliser les schistes noirs tendres ordoviens des Ida ou Zal avec ces schistes d'Ouljet bou Khemis: la description de la roche et son contenu fossilifère sont analogues. Ajoutons à ceci une autre observation; les deux gisements (de l'Ida ou Zal et d'Ouljet bou Khemis) montrent le développement d'une brèche ferrugineuse („conglomérat”, „gravier ferrugineux”) sur les schistes; ce phénomène est tout à fait caractéristique pour cette roche.

La parallélisation des schistes noirs tendres avec les schistes O. b. K., permet de supposer que les schistes „demi-deuil” (p. p. ?) pourraient être parallélisés avec les schistes clairs ou bleu vert du Maroc central et donc être datés comme Llandeilo inférieur et moyen (présumé). Les schistes O. b. K. sont recouverts par un complexe de quartzites¹⁾, grès, schistes gréseux et schistes, datés du Caradoc avec peut-être de l'Ashgill au sommet. La succession sédimentaire, décrite par les auteurs précités, est remarquablement conforme à celle de l'Ida ou Zal. Il nous semble justifié d'y voir un argument de plus en faveur de l'âge caradocien de notre „paquet varié” et de nos schistes noirs gréseux.

Les schistes caradociens d'Oulmès — oued Aguenour mentionnés par H. TERMIER en 1936 sont probablement identiques à ceux cités ci-dessus. Il les a dénommés jadis „schistes crayons”, schistes qui „craquent sous les pieds”, ce qui est une description parfaitement applicable aux schistes noirs gréseux de l'Ida ou Zal.

Résumé

L'Ordovicien, dernière formation préhercynienne autochtone de l'Ida ou Zal, y affleure, au centre, sur une grande étendue et y occupe de plus une surface plus restreinte au SE.

¹⁾ Les quartzites du Pays des Sokhret au N. de Khouribga, appartenant à ce complexe, ont récemment fait l'objet d'une note de G. CHOUBERT, P. HUPÉ, W. VAN LECKWYCK et G. SUTER (1956).

La série s'est déposée sur l'Acadien suite à une transgression. Une discordance angulaire sépare probablement les deux séries. Dans l'Ida ou Zal l'Ordovicien présente l'échelle stratigraphique suivante, comparée à d'autres gisements ordoviciens au Maroc. De haut en bas:

<i>Anti-Atlas</i>	<i>Ida ou Zal</i>	<i>Khouribga-Oulmès</i>	
Deuxième Bani	{ Schistes noirs gréseux, >550 m „Paquet varié” 40 m	{ Schistes „crayons” Grès, quartzite	Caradoc(?)
„Schistes de Ktaoua”	Schistes noirs tendres 480 m	„Schistes d'Ouljet bou Khemis”, entre 200 et 500 m	Llandeilo supérieur
Premier Bani	Localement un quartzite 20 m	pas signalé	Llandeilo
„Schistes des feijas externes”	{ Schistes „demi-deuil” 600 m(?) Grès de base, < 1½ m	{ Schistes clairs- schistes bleu vert	{ Llandeilo inf. et moy. Arenig? Trémadoc?

Les schistes „demi-deuil” contiennent localement des ovoïdes calcaires. Ce paquet est recoupé par des failles N—S qui font affleurer l'Acadien en deux endroits.

Les schistes noirs tendres ont livré une faune abondante caractéristique du Llandeilo. Le Llandeilo supérieur a été reconnu à la localité-type de cette formation.

Les couches de grès se développent au sommet des schistes noirs tendres; cette formation est surmontée par un quartzite dont la surface supérieure montre des perforations caractéristiques.

On a reconnu des annélides dans une des couches du „paquet varié”.

Les schistes noirs gréseux datant de l'Ordovicien se débitent en baguettes; ce mode de débitage est caractéristique pour cette formation, dans l'Ida ou Zal. Nous présumons un âge caradocien.

GOTHLANDIEN

Historique de l'exploration des Ida ou Zal

D'après E. ROCH (1930, p. 135), A. BRIVES a découvert des Orthocères au tizi 'n Ferkh er Rih.

ROCH décrit le gisement comme suit: „des schistes noirs à nodules à *Orthoceras bohemicum* BARRANDE, au total 30—40 m d'épaisseur, intimement liés au Dévonien”.

CH. GALHAUSEN a également récolté des fossiles sur le tizi 'n Ferkh

er Rih. (Rapport du Bureau de Recherches et de Participations minières à Rabat).

Ont été identifiés :

Cardiola interrupta SOWERBY.

Dayia navicula SOWERBY.

Si la dernière détermination était exacte, GALHAUSEN considérerait la présence de la zone „des Moctree Shales” (parties supérieures du Ludlow moyen) comme établie.

Localisation et position

L'affleurement gothlandien est situé dans la partie ouest de l'Ida ou Zal, où il se présente *grosso modo* sous forme d'une bande de 5 km de longueur et de 1 km de largeur, de direction méridienne. La bande débute à Iferd où elle émerge de la couverture triasique, se poursuit à l'Ouest le long du j. Mzoug vers Agadir ou Anzizen, où elle se recourbe vers l'Est pour disparaître entre deux failles.

En ce qui concerne le terrain exploré, le Gothlandien est supposé non autochtone et inclus dans un chevauchement comprenant également du Géorgien, de l'Acadien, de l'Ordovicien et du Dévonien. La succession lithologique originale du Gothlandien ne peut plus être reconstituée dans un complexe tectonisé à ce point, l'étude de la série se limitera ici à l'énumération des entités lithologiques; il est impossible de procéder à une évaluation des puissances.

Le Gothlandien des Ida ou Zal

Schistes noirs tendres — Wenlock.

Le facies schistes noirs tendres du Gothlandien a été reconnu sur le j. Mzoug en un point situé au Nord du point culminant (1897 m) et à l'Est de la couverture triasique. Ce facies a fourni quelques Graptolithes que Mme G. TERMIER a pu déterminer: *Monograptus* sp. (cf. *sardous* GORTANI) (F. 1431). Si la détermination de l'espèce est correcte, il s'agirait ici du Wenlock supérieur, zone 30.

Les schistes noirs tendres sont considérés comme le facies classique du Gothlandien pour l'Anti-Atlas.

Au Maroc central le Wenlock a été signalé par H. TERMIER (1936, Th. I) sous une facies de schistes de argileux bruns (p. 232), de schistes argileux gris noir (p. 255) et de schistes argileux noirs (p. 267).

Schistes noirs argileux à calcaires — Ludlow.

A l'état altéré dû à des influences météoriques la teinte de la roche est claire. Vue d'une certaine distance, la surface altérée présente, sous un éclairage convenable, un miroitement tout à fait caractéristique pour cette roche, dans l'Ida ou Zal.

Aucune stratification ne peut être observée dans ces schistes. Localement une schistosité poussée peut simuler une stratification. La série

contient des calcaires; des concrétions gréseuses s'y présentent également.

Ces schistes nous ont livré des fossiles en divers points: au tizi 'n Ferkh er Rih (F. 1338), à l'Ouest d'Agadir ou Anzizen (F. 696, 697, 701). Mme G. TERMIER a pu déterminer:

<i>Scyphocrinus elegans</i> ZENKER	F. 696, 697.
<i>Praecardium</i> cf. <i>tranquillum</i> BARRANDE ...	F. 701.
cf. <i>Vlasta</i>	F. 701.
<i>Pteria opportunata</i> BARRANDE	F. 1507.
<i>Aviculopecten cybele</i> BARRANDE	F. 1338.

Cette faune semble indiquer le Ludlow, zone E 2 de BARRANDE.

Des bandes fragmentées et des nodules calcaires fossilifères sont nettement visibles dans ces schistes.

La distribution actuelle des fragments de bandes calcaires et des zones à nodules ne permet pas de retrouver le nombre initial d'horizons calcaires. On peut établir une distinction entre deux types:

- a) Des bandes calcaires foncées, bleu grisâtre, dont l'épaisseur est à peu près constante dans une même bande, mais variable d'une bande à l'autre (fig. 30).
- b) Des nodules calcaires bleu grisâtre d'une taille moyenne de quelques décimètres (fig. 31).

Les bandes calcaires (sub a) atteignent un mètre d'épaisseur. La roche est pétrie de fragments de fossiles: c'est un calcaire à entroques. Les portions supérieure et inférieure des bandes sont parfois, par admixtion d'éléments argilo-gréseux, plus dures que la portion centrale purement calcaire.

Dans les nodules bleu grisâtre (sub b) on observe souvent des Orthoceratidés bien conservés. Suite à la recristallisation de calcite dans les fissures, les nodules calcaires prennent souvent l'aspect de nodules à septaria. En certains points on peut observer que les nodules sont disposés suivant la stratification. Dans un affleurement à nodules nombreux et rapprochés la disposition orientée des Orthocères est frappante. Ces nodules, très répandus dans les schistes noirs argileux, contiennent des Orthocères, des Cyrtocères et des Crinoïdes. Mme G. TERMIER a de plus pu déterminer un exemplaire de *Cardiola cornucopiae interrupta* (F. 689) provenant d'un nodule calcaire au Nord d'azib Cheikh.

Le Taourirt quartzitique, au Nord de Lemoui, est entouré de Gothlandien sans y être assimilé pour autant; nous le rapportons à l'Ordovicien déposé par chevauchement au milieu du Gothlandien. Plusieurs observations plaident en faveur de cette interprétation; des roches quartzitiques seraient du reste insolites dans le système gothlandien du Sud marocain.

Des calcaires bleu grisâtre intercalés dans des schistes ont également été observés dans l'Anti-Atlas; on les attribue à la partie supérieure du Ludlow (G. Choubert 1952, p. 117).

Au Maroc central — anticlinorium de Khouribga-Oulmès — le Ludlow (zone E 2 de BARRANDE) a d'abord été signalé par H. TERMIER

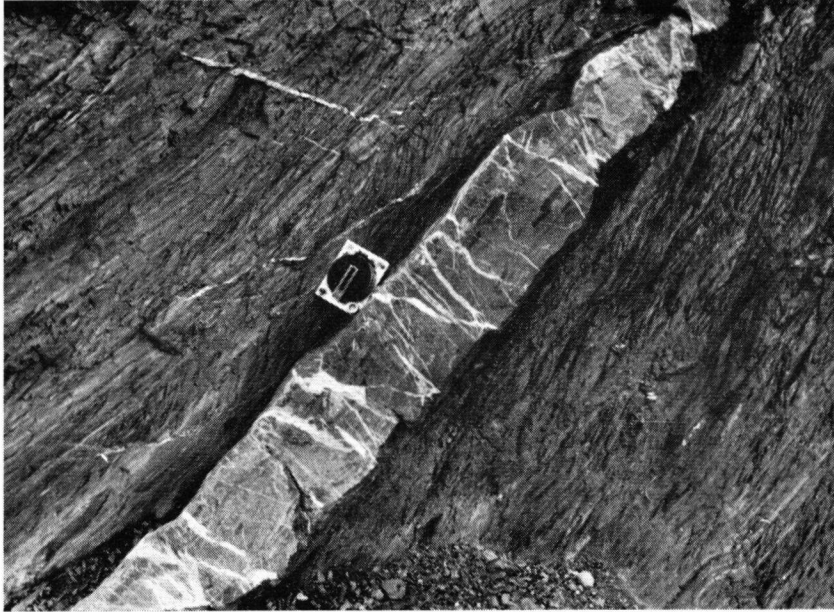


Fig. 30. Une bande de calcaire bleu grisâtre dans les schistes noirs du Gothlandien (Ludlow); bande située dans l'oued au N d'Igounane



Fig. 31. Un nodule calcaire à septaria in situ dans le Gothlandien (Ludlow) au NW d'azib Cheikh.

(1936, Th. I, p. 231 e.s.) et sa présence récemment confirmée par W. VAN LIECKWYCK, G. SUTER, H. et G. TERMIER (1955, p. 38). Il s'y présente sous un faciès de schistes argileux gris brun à nodules calcaires et grésocalcaireux gris.

Résumé

Le Gothlandien de l'Ida ou Zal est interprété comme chevauché. Il est de ce fait impossible de reconstruire la succession lithologique-stratigraphique exacte et d'en évaluer les puissances.

Unités lithologiques distinguées :

Des schistes noirs argileux devenant miroitant par altération météorique; ils englobent: au moins une bande calcaire et au moins une zone de nodules calcaires. Ce paquet peut être daté: Ludlow, zone E 2 de BARRANDE.

Des schistes noirs tendres — Wenlock supérieur zone 30.

Des nodules calcaires dans les schistes ludlowiens ont également été repérés dans l'Anti-Atlas et au Maroc central.

DEVONIEN

INFERIEUR

Historique de l'exploration de l'Ida ou Zal

E. ROCH (1930) signale des „calcaires récifaux dévoniens à Polypiers et à Encrines” à l'W de tizi 'n Ferkh er Rih, près d'Agadir ou Anzizen et dans le j. Mzoug. Non loin de Lemoui, ROCH a découvert

Favosites cervicornicus
Encrinus.

Se basant sur des analogies avec d'autres gisements, cet auteur suggère un âge Frasnien-Fammenien.

H. TERMIER (1936, p. 367) en ferait plus volontiers du Givetien en vertu d'arguments paléontologiques.

Localisation et position

Dans l'Ida ou Zal le Dévonien occupe une bande située à l'W et au S du Gothlandien. A partir d'azib Oualemsa la bande de direction N—S émerge du recouvrement triasique. Plus au Sud elle s'incurve vers l'E, longe la grande faille d'Agadir ou Anzizen, puis finit sur la crête d'Ando, coupée par un accident tectonique qui rejoint la faille d'Agadir ou Anzizen.

Le Dévonien est inclus dans un chevauchement comprenant également du Géorgien, de l'Acadien, de l'Ordovicien et du Gothlandien.

La succession lithologique-stratigraphique du Dévonien ne peut être établie que partiellement. Il s'agit des trois complexes lithologiques décrits ci-dessous, observés dans la partie ouest de la région explorée, c'est-à-dire, dans le bassin où sont situés l'azib Ouanesguern, l'azib Tait Delt et l'azib Oualemsa. Ce bassin sera dénommé ici „le bassin des trois azib”.

La succession dans le paquet quasi ininterrompu

Roche schisto-gréso-calcaireuse

Grès gris, impurs, calcaireux, prenant une teinte brune par altération et passant à un schiste très gréseux alternant avec des couches bien plus calcaireuses d'une épaisseur de quelques cm à quelques dm.

Les grès sont massifs; la présence de lamelles intercalées plus foncées et de petites bandes calcaires fait apparaître la stratification. Il est impossible de dater ce paquet au moyen de fossiles; son âge dévonien est déduit du fait qu'on l'observe en-dessous (bien que dans le même com-

plexe) des biohermes datés du Dévonien. A cause de son caractère chevauchant la puissance de ce paquet ne peut être mesurée mais dépasse certainement 150 m.

Schistes noirs à lentilles et nodules calcaires — Siegénien

Des schistes noirs à texture grossière et d'aspect charbonneux comprenant des lentilles et des nodules calcaires, surmontent (stratigraphiquement) le paquet de roches schisto-grésocalcaires; le passage est graduel. Ce passage se distingue le plus nettement, dans la portion E du „bassin des trois azib” où une zone ininterrompue de schistes noirs à calcaires s'étend en direction N—S sur une distance de deux km. La puissance de cette zone est de l'ordre de 15 m (fig. 32).

Les nodules calcaires — taille moyenne d'environ 1 m — ont parfois pris un aspect brun jaune par altération météorique. Les biohermes (lentilles de calcaires récifaux) brun gris sont caractéristiques pour calcaires dévoniens (fig. 33). Ils se présentent aussi bien sous forme de biohermes étalés qu'en lentilles récifales construites perpendiculairement aux couches; dans l'un et l'autre cas leurs dimensions sont de l'ordre de plusieurs dizaines de mètres.

Pour autant qu'on puisse le constater (*i. c.* du côté E du „bassin des trois azib”) les calcaires dévoniens sont situés dans un seul niveau.

Les biohermes actuellement éparpillés dans le Dévonien sont supposés y avoir été disposés de la sorte par la tectonique. Il est évident que compte tenu de cette mise en place, ils ne sont plus accompagnés de schistes noirs — *p. e.* à Agadir ou Anzizen.

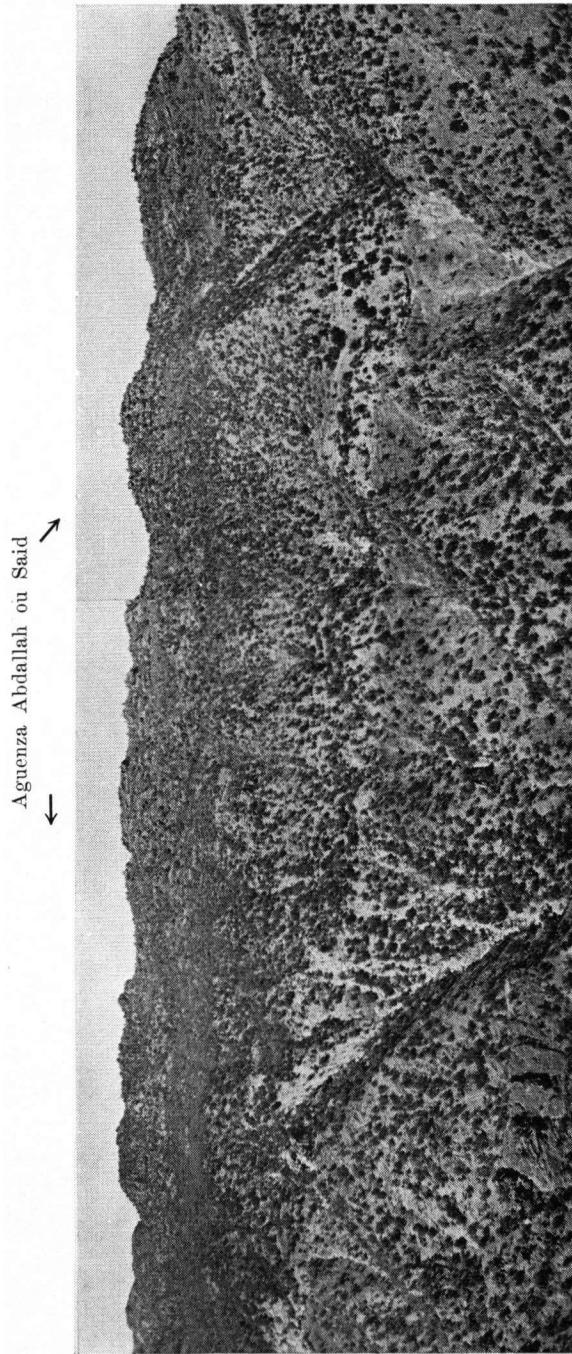
Entre Agadir ou Anzizen et Sidi Embarek on observe des couches de calcaires à éléments détritiques localisées au voisinage des biohermes.

De nombreux gîtes fossilifères ont été reconnus dans le Dévonien. Le plus souvent on n'y trouve que des Crinoïdes et des Orthocères, qui ne peuvent fournir de précisions stratigraphiques. Les gîtes suivants ont livré un matériel plus varié: F 692, 695, et F 699, 700, situés respectivement à 700 et à 400 m à l'W de la cabane proche de la mine de fer abandonnée d'Agadir ou Anzizen; F 633 à 700 m à l'WNW d'Igounane; F 1341, 1357 et F 1351 situés respectivement à 1100 m à l'W et à 1000 m à l'WSW du sommet de l'Aourir. On ne peut plus distinguer de fossiles dans les grands biohermes, tandis que les petits sont manifestement des accumulations d'Orthocères et de Crinoïdes.

Mme G. TERMIER a pu déterminer la faune suivante:

Brachiopodes:

<i>Athyris cf. campomanesi</i> VERNEUIL et D'ARCHIAC	F 633
<i>Acrospirifer primaevus</i> STEINIGER	F 699
Empreintes musculaires de <i>cf. Acrospirifer</i>	F 698
<i>Spirifer</i> sp.	F 633, 692, 695, 700, 1341
<i>Camaratoechia</i>	F 633, 1357, 1501



egl. triasique
 ——— discordance
 paquet chevauché d'un
 âge douteux; schistes
 verdâtres etc.
 == calcaires
 schistes noirs tendres
 passage
 roche
 schisto-grésocalcaireuse

Fig. 32. La partie E du „bassin des trois Azib” montrant une portion de la zone ininterrompue de schistes noirs à calcaires.

Ectoproctes :

- Fenestella* sp. F 633
 Fenestellidés (*Unitrypa*?) F 1341

Anthozoa :

- Chaetetes* ou *Alveolites* F 1341
Favosites F 1351

Cephalopodes :

- Orthoceras* F 1351 et d'autres

Crinoïdes F 633, 700 et d'autres

Bryozoaires F 1357

Invertébré mal classable selon J. PIVETAU (1933, t. III) :

- Hysterolithes venus* D'ORBIGNY F 699

Madame TERMIER considère cette faune comme appartenant au Sigénien.

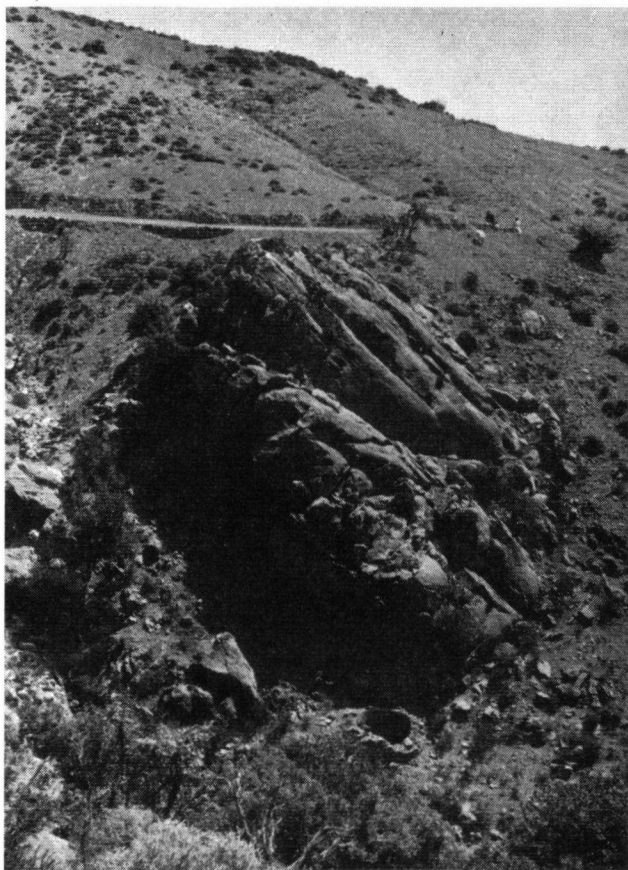


Fig. 33. Un bioherme (lentille de calcaire récifal à entroques),
 caractéristique pour le Dévonien ;
 — entre Agadir ou Anzizen et Si. Mobarek, à côté de la piste —.

Argilo-grès rouge

Les schistes noirs à texture grossière sont recouverts de-ci, de-la par un argilo-grès rouge. Quant à la puissance de la zone des roches rouges on peut seulement estimer qu'elle a du dépasser 10 m.

L'attribution de cette roche rouge au Dévonien n'est, à notre sens, toujours pas démontrée. Deux arguments sérieux appuyent pourtant cette interprétation. Le premier est tiré de l'association de la roche rouge avec la zone des schistes noirs à calcaires construits qu'elle surmonte; c'est surtout l'association avec les nodules calcaires qui saute aux yeux (p. e. à W de Sidi Embarek et autour de l'azib Ouanesguern). Le second se fonde sur une comparaison la présence dans la Meseta de couches rouges datant approximativement de la fin du Siegénien ou du début de l'Emsien. M. GIGOUT, cité par G. CHOUBERT (1952, p. 118), mentionne cette formation.

L'absence du paquet rouge, aussi bien au-dessus de la zone de schistes noirs dans la partie E du „bassin des trois azib”, qu'au voisinage des lentilles calcaires près d'Agadir ou Anzizen semble néanmoins étrange. Nous admettons que la disparition de ce paquet aux endroits précités est due à la tectonique.

Une émergence progressive expliquerait, dans l'Ida ou Zal, la séquence: schistes noirs à calcaires construits — grès rouges.

Paquet d'un âge douteux; p.p. Dévonien (p.p. Acadien?)

Il est vraisemblable que tout le paquet situé entre la zone à biohermes, du „bassin des trois azib” d'une part et la faille le séparant du paquet E d'autre part, soit une écaille dans laquelle des roches provenant de différentes séries auraient été mélangées, e. a., du Dévonien et peut-être de l'Acadien. Ce paquet peut être subdivisé en trois unités, dont nous reconnaissons volontiers le caractère arbitraire.

Au-dessus de la zone de schistes noirs à calcaires, dans la partie E du „bassin des trois azib”, on observe un ensemble de couches fortement tectonisé dans lequel plusieurs failles de chevauchement sont nettement visibles. Cet ensemble se compose e. a. de schistes verdâtres, de grès, de couches de calcaires gréseux et de lentilles de calcaires du type dévonien. Ces dernières ne peuvent néanmoins servir pour dater l'ensemble compte tenu du caractère chevauchant et de l'état tectonisé de ce paquet. La position stratigraphique de ces schistes verdâtres demeure énigmatique: on ne les observe nulle part dans l'Ida ou Zal en une position telle, que leur attribution au Dévonien en serait justifiée. Il n'est pourtant pas impossible qu'ils appartiennent (partiellement?) à l'Acadien.

Plus à l'E, toujours dans le paquet discuté ci-dessus (à l'E de la crête de Trias rouge de l'aguenza Abdallah ou Saïd), affleure une zone de conglomérats verdâtres à galets quartzitiques disposés en lentille allongée. Sa puissance ne dépasse pas 30 m. L'âge dévonien de ce conglomérat n'est pas établi malgré le voisinage immédiat des calcaires construits caractéristiques.

Encore plus à l'E, on observe un paquet comprenant, de bas en haut, des schistes gréseux, des grès avec quelques intercalations calcaires

et une couche de quartzite formant l'aguenza Ouzmou; sa puissance totale est d'environ 200 m.

Résumé

Le Dévonien est situé dans un chevauchement. Pour autant qu'on puisse observer correctement la succession stratigraphique, le complexe se compose de haut en bas de:

Un argilo-grès rouge dont l'âge dévonien n'est pas tout à fait démontré.

Schistes noirs à texture grossière, d'aspect charbonneux (environ 15 m) dans lesquels sont intercalés les calcaires construits caractéristiques de cette formation. Les fossiles provenant de ces calcaires les datent du Siegénien.

Des grès impurs et schistes gréseux à petites bandes calcaires brunes; puissance: plus de 150 m.

Ces paquets témoignent peut-être de l'émersion graduelle de la région où ces couches furent déposées.

L'âge des „unités” reprises ci-dessous et englobées dans un paquet chevauché n'a pu être déterminé.

Des schistes verdâtres, des grès et des calcaires.

Un conglomérat verdâtre.

Des schistes gréseux et des grès surmontés d'une couche de quartzites.

Ce paquet contient du Dévonien indubitable; la présence d'Acadien y est possible.

PERMO-CARBONIFERE

WISEEN?

Dans la base du conglomérat triasique rouge nous avons découvert un Brachiopode au NW de Tiguert-iabba. Il a été déterminé par Mme S. DEFRETIN comme :

Spirifer striatus MARTIN
forme: *clathrata* M'COY

il s'agit d'une espèce carbonifère.

D'après G. CHOUBERT ce fossile caractérise le Viséen du Maroc.

Du Viséen in situ n'a été découvert nulle part dans l'Ida ou Zal. On ne peut néanmoins éliminer la possibilité de l'existence de dépôts marins d'âge viséen dans, ou un peu en dehors, de la région étudiée.

La région d'origine des matériaux ayant formés le paquet continental triasique est supposée être située „en direction” entre le S et l'E. Il semble donc raisonnable de localiser le Viséen — fournisseur partiel des sédiments triasiques des Ida ou Zal — quelque part au SE de notre région.

STEPHANO-AUTUNIEN

Historique de l'exploration des Ida ou Zal

Dès avant la pénétration française au Maroc, des naturalistes, parmi lesquels des géologues, ont parcouru le sentier conduisant d'Argana à Menizla. L'âge stéphanien du bassin de Menizla ne fut pourtant reconnu qu'en 1930 par E. ROCH (p. 159). Avant lui, L. GENTIL (1906, p. 124) considérait les schistes et les grès au Sud d'Agadir ou Anzizen comme d'âge dévonien, A. BRIVES (1909, p. 526) les attribuait au Précambrien.

ROCH a publié une description de la série houillère entre Lemoui et Tamda; il y mentionne des schistes argileux, des grès verdâtres à intercalations charbonneuses, des conglomérats en petits bancs. Il attribue systématiquement au Permo-Trias des conglomérats rouges liés au Carbonifère, ce qui se traduit, e. a. dans l'assif n'Ida ou Moumen par des conclusions erronnées.

Il n'est guère utile de mentionner ici les végétaux fossiles découverts par ROCH et, plus tard, par d'autres chercheurs (surtout déterminés par P. BERTRAND) car W. J. JONGMANS en a donné une liste complète (1950, p. 155).

Une sédimentation en milieu lacustre est admise par tous les auteurs. Le Service des Recherches du B. R. P. M. a procédé en 1932 à des investigations se rapportant à la présence de petites couches charbonneuses déjà signalées dans le Stéphanien de Menizla. L. CLARIOND, N. GOUSKOW, A. CHARETTE et CH. GALHAUSEN ont participé à ces recherches en tant que

géologues: une carte géologique de ce terrain fut dressée à l'échelle 1/20 000. Le rapport n'a jamais été publié, mais H. TERMIER a pu en extraire la succession stratigraphique suivante (1936, p. 628).

De haut en bas:

- | | |
|--|----------------|
| 1) Conglomérats de tête | 10 m |
| 2) Schistes noirs et grès clairs avec de nombreuses couches de schistes charbonneux | 1000 m |
| 3) Conglomérats et grès avec de rares veinettes de schistes charbonneux | de 0 à 200 m |
| 4) Complexes de conglomérats et de grès rouges comparables au Permo-Trias, mais sans gypse | de 100 à 500 m |

Ce qui correspond à une puissance totale d'environ 1500 m.

Les puissances sont très variables, surtout celle des paquets situés à la base de la série. L. CLARIOND (1932, p. 63) attribue cette variabilité aux dénivellations de la surface sur laquelle le dépôt s'est effectué ainsi qu'à son affaissement progressif, tendant à la création d'une cuvette. P. BERTRAND et P. PRUVOST ont comparé les fossiles végétaux à ceux d'Europe et ont cru y trouver des espèces du Stéphanien inférieur allant jusqu'au Permien inclusivement.

Durant le Congrès géologique de Moscou en 1937, L. CLARIOND (p. 389) a traité du problème des bassins houillers situés au bord sud du Haut-Atlas. Cet auteur n'a pas discerné l'existence d'une période d'érosion entre le Stéphanien (+ Permien *p. p.*?) et le „Permo"-Trias. Cette interprétation ainsi que d'autres arguments l'amène à conclure que le bassin des Ida ou Zal et le bassin des Ida ou Ziki, situé à quelques km à l'E du premier, furent des bassins de sédimentation séparés dès l'origine.

Une échelle stratigraphique du Stéphanien de l'Ida ou Zal a également été dressée par J. DRESCH (1941, p. 32); il cite de haut en bas:

- 1) Grès et schistes fins déposés en eau calme, régime de marécages.
- 2) Grès, schistes et conglomérats gris vert, dépôts torrentiels apportés du NE.
- 3) Grès, marnes et poudingues rouges, régime torrentiel. 300 m.

L'auteur voit dans cette succession, le reflet de deux phases climatiques, la première à climat rubéfiant, la deuxième à climat humide „normal”.

W. J. JONGMANS (1950, p. 155) a procédé à une étude paléobotanique détaillée. Il a dressé la liste de la flore fossile recueillie par ses prédécesseurs et par lui. La plupart des gisements ont fourni un matériel indiquant du Stéphanien moyen et supérieur. Deux gîtes situés vers le sommet de la série, dont l'un en dehors du territoire que nous avons exploré, ont été attribués par cet auteur au Stéphanien supérieur ou à l'Autunien.

Quelques invertébrés furent découverts au cours de nombreuses investigations :

Lamellibranches

Anthracomya calcifera HEND
coll. E. ROCH (1927, p. 187)
déterm. P. PRUVOST

Arthropodes

<i>Estheria limbata</i>	} coll. CLARIOND etc. 1932 déterm. P. PRUVOST (selon H. TERMIER (1936, p. 628)
<i>Candonia elongata</i> GOLDENBERG	
<i>Leaia carboni(t)a</i> JONES et KIRKBY	

Le premier de ces invertébrés provient du gisement des Ida ou Ziki, immédiatement à l'W des Ida ou Zal. PRUVOST attribue ce gisement au Stéphanien inférieur. JONGMANS par contre ne fait pas mention de Stéphanien inférieur. Il semble que la présence de cet étage aurait néanmoins été récemment confirmé en même temps que la découverte du Permien au sommet (recherches inédites de GREBER et FEYS du B. R. P. M. à Rabat).

G. CHOUBERT (1952, p. 138) décrit le bassin stéphanien des Ida ou Zal comme une succession de conglomérats rouges (300 m.) et de formations grises, noires ou vertes, formant la masse principale du remplissage (2000 m.). Il interprète les intercalations de conglomérats dans la masse principale comme une transition d'un régime torrentiel à une sédimentation en eau calme; les intercalations sont en effet plus rapprochées vers la base du paquet. Cette transition irait de pair avec le démantèlement progressif des montagnes issues des derniers paroxysmes hercyniens.

Localisation et l'âge

A l'origine et de commun accord avec le Service Géologique notre exploration ne devait pas s'étendre au bassin stéphano-autunien des Ida ou Zal. Cet accord fut modifié par la suite pour la bonne raison que le Stéphanien y forme un maillon essentiel de l'enchaînement stratigraphique et a joué un rôle important dans la genèse de ce territoire. Nous n'avons pu malheureusement vouer à ces affleurements ni le temps ni le soin voulus. Néanmoins nous avons pu faire une étude suffisamment poussée de la partie orientale; pour le reste nous avons dû nous en tenir à quelques coupes.

Dans l'Ida ou Zal, le Stéphanio-Autunien affleure entre la faille d'Agadir ou Anzizen, au N, et la plaine du Souss au S. A l'E l'affleurement se termine aux environs d'azib Ticht; nous n'avons pas déterminé la limite occidentale.

Un autre affleurement de Stéphanio-Autunien est situé dans la région des Ida ou Ziki au S de Tirkou, donc immédiatement à l'W de la région étudiée.

Pour dater ces terrains nous ferons usage des résultats des recherches antérieures.

La présence du Stéphanien moyen et supérieur et d'un peu d'Au-

tunien est indubitable. La présence de Stéphanien inférieur à la base semble ne pas devoir être exclue d'après les recherches récentes. L'ensemble sera dénommé ici Stéphanio-Autunien; il s'agit d'une sédimentation lacustre.

Unités lithologiques

Le conglomérat.

Le Stéphanio-Autunien débute par un conglomérat rouge d'épaisseur très variable, passant d'une puissance de 500 m dans l'assif n°1da ou Moumen à une puissance de quelques m plus à l'W. Le plus souvent les



Fig. 34. Le conglomérat non calibré (torrentiel?) à la base du Stéphanien, pas loin d'Azib Ticht.

galets — surtout quartzitiques — ont la taille d'un gros oeuf de poule. Le problème de la genèse des séries rouges sera abordé au paragraphe traitant du Trias.

Les premières couches du conglomérat situées immédiatement au-dessus du contact avec le socle et pouvant atteindre une puissance de 2 m, sont presque toujours de teinte claire et passent à un conglomérat rouge, la transition étant assurée par une zone à intercalations rouges. Nous observeront un phénomène analogue dans la base conglomératique du Trias et aurons alors l'occasion de l'étudier de plus près. Il sera interprété ici de la même façon que son homologue triasique: durant la période antérieure à la sédimentation ainsi que probablement pendant le début de la sédimentation, le climat était rubéfiant — G. CHUBERT (1952,

p. 138) suggère d'ailleurs l'existence d'un tel climat à la fin du Westphalien et durant le Stéphanien inférieur —. Le sol rouge a fourni le matériel de la base du Stéphanien, les couches inférieures de teinte claire étant construites à partir des débris d'une surface dont le sol rouge avait déjà été enlevé.

Contre la pente du j. Issedrem on observe localement un conglomérat non calibré à gros blocs arrondis, situé à l'extrême base du paquet; on n'y reconnaît aucune stratification (fig. 34). Nous croyons y voir un conglomérat torrentiel.

Les fortes variations d'épaisseur du conglomérat rouge sont surtout dues, à notre sens, d'une part à sa sédimentation sur un relief pré-existant, d'autre part, et cela CLARIOND l'avait déjà remarqué, à la nature locale de ces dépôts. C'est surtout à l'E de l'assif 'n Ida ou Moumen que de nombreuses observations faites sur le terrain et la construction d'une coupe ont fait ressortir la nature accidentée du socle. Un exemple frappant du même phénomène, mais à petite échelle, nous est fourni par la couverture du contact de chevauchement entre Acadien (?) et Géorgien à l'W d'azib Ticht. Les calcaires géorgiens énergiquement broyés par le chevauchement étaient devenus bien moins résistants que l'Acadien gréseux probable chevauchant; leur emplacement a été emprunté par une vallée profonde d'environ 10 m à l'époque du remplissage par le Stéphanien.

La série fut déposée contre le j. Issedrem qui formait à l'époque relief dans le paysage.

Ni la base ni le sommet du conglomérat ne sont synchrones dans leurs extensions latérales. On peut s'en assurer sur le versant occidental du ravin de l'assif 'n Ida ou Moumen: le conglomérat rouge y passe latéralement à un argilo-grès de même teinte.

Une coupe E—W du conglomérat (no. VIII a), dressée dans sa portion orientale, fait apparaître la pente originale de ce dépôt; elle évoque l'idée d'un delta s'avancant dans un lac. On ne peut guère apporter d'argument à l'appui de cette conception et ce, contrairement à la sédimentation nettement deltaïque de la base conglomératique du Trias, dont il sera question ultérieurement. Le conglomérat stéphanien — comme d'ailleurs celui du Trias — ne peut être dénommé „conglomérat de base” du fait que la définition de ce dernier implique une transgression.

Un filon de quartz a pénétré la partie orientale du Stéphano-Autunien, il suit d'habitude le contact avec le socle mais pénètre parfois dans la base du conglomérat. Dans ce cas le ciment du conglomérat peut être exclusivement composé de quartz blanc (par substitution métasomatique?).

Schistes et grès.

Le conglomérat est recouvert par un paquet de schistes gréseux et de grès à intercalations conglomératiques, le plus souvent légèrement verdâtres. L'épaisseur des couches est de quelques cm à quelques dm; elles sont séparées par des couches très minces de schistes argileux noirs (fig. 35). Ce faciès est caractéristique pour le Stéphano-Autunien des Ida ou Zal. En suivant les couches sur de longues distances on peut se rendre compte

de la constance de leur épaisseur. Les grès montrent souvent un „current bedding” bien net; on n’a relevé nulle part de traces de „rippelmark”. Quelques couches charbonneuses sont intercalées à leur base près de Menizla.

Des banes ou des zones sporadiques de roches rougeâtres sont intercalés principalement vers la base du paquet. Ceci pourrait être expliqué par l’apport tardif de quelques matériaux rubéfiés, épargnés jusque là dans l’hinterland.

D’après l’échelle stratigraphique que nous avons dressée entre Si. Embarek au Nord et Tamda au Sud (coupe No. III), ce complexe mesure probablement quelques 1500 m d’épaisseur. L’homogénéité du faciès dans



Fig. 35. Le faciès caractéristique du Stéphan-Autunien: couches gréseuses séparées par des couches très minces de schistes argileux noirs.

la totalité du paquet indique que la subsidence et la sédimentation s’étaient équilibrées pendant toute cette période.

Nous avons découvert deux végétaux fossiles à quelques dizaines de m au-dessous de la couverture triasique, à 1 km au sud d’azib Ouanesguern. Ils ont été déterminés par Mme G. TERMIER :

Calamites cf? *cisti*, BRONGNIART }
Sigillaria (Leiodermaria) brardi BRONGNIART } F 608

datant le Carbonifère.

JONGMANS ne mentionne pas ces espèces.

Il n’existe pas de conglomérats rouges au sommet de la série et ce,

contrairement à ce que quelques-uns de nos prédécesseurs avaient admis autrefois.

Tout compte fait il semble que le Stéphanien soit un dépôt post-orogène constitué de produits de démantèlement. Ces sédiments rappellent le facies molassique, mais ils ne peuvent pourtant lui être assimilés sans plus si l'on se rapporte à la définition et aux descriptions de J. TERCIER (1947, p. 190). Les successions lithologiques des molasses sont très massives, tandis que le Stéphanien est formé d'une succession de couches relativement minces. Des dépôts marins s'imbriquent tant verticalement qu'horizontalement dans les séquences molassiques; nous n'en avons trouvé aucune trace dans le paquet de schistes et de grès.

Couverture triasique.

Une légère discordance angulaire sépare la couverture triasique du Stéphanien sous-jacent. Elle témoigne de l'activité orogénique de la phase saalique de H. STILLE (1928). Le plissement a dû être très faible; de nombreux affleurements montrent une pseudo-concordance. La discordance angulaire nette peut être observée à l'E de Tikhbit; une photo incluse dans le paragraphe traitant du Trias en fait foi. Remarquons que les directions des couches appartenant aux deux étages sont généralement identiques.

Le Bassin stéphanien-autunien à l'époque de la sédimentation

Le Stéphanien affleure également à l'W du territoire que nous avons exploré; au S de Tirkou cet affleurement est traversé par la piste reliant Argana, au N, à Oulad Taima, au S. Il est bordé au S par la même faille qui limite au N le Stéphanien des Ida ou Zal; il est recouvert par le Trias.

D'après L. CLARIOND (1937, p. 404) le bassin des Ida ou Ziki aurait été séparé de celui des Ida ou Zal dès le début de la sédimentation.

On peut faire valoir certains arguments en faveur de cette interprétation. Sur la carte dressée par le B.R.P.M. en 1932 la série carbonifère des Ida ou Zal se termine à environ 8 km à l'W de Menizla; le socle y affleure à nouveau et est recouvert, plus loin, vers l'W, par le „Permo"-Trias qui le recouvre directement. Au N de la faille limitant ce Stéphanien du côté Nord, le „Permo"-Trias recouvre également du pré-Stéphanien.

On a cru pouvoir déduire de ces données que le bassin stéphanien-autunien des Ida ou Zal était, dès l'origine, limité par la faille au N (d'Agadir ou Anzizen), laquelle aurait joué pendant la sédimentation, ainsi que par le j. Issedrem à l'E et bordé à l'W par la limite dont il vient d'être question ci-dessus. Quoique la limite méridionale du bassin fût cachée par le Quaternaire de la plaine du Souss, CLARIOND admet que le bassin s'étendait quelque peu en direction ENE—WSW et que le dépôt du Stéphanien des Ida ou Ziki s'est effectué dans un autre bassin de même orientation.

Les arguments invoqués ci-dessus ne nous semblent pas tout à fait

convaincants et nous éprouvons toujours quelques difficultés à imaginer le bassin des Ida ou Zal et celui des Ida ou Ziki comme séparés dès l'origine. Ils ne sont éloignés l'un de l'autre que de quelques km et la puissance des dépôts y est considérable

On ne peut en outre éliminer la question suivante: un paquet de 1500 m d'épaisseur aurait-il pu être sédimenté „à l'aise” dans le bassin des Ida ou Zal de dimension aussi réduite comme on l'a cru jusqu'à présent?

A notre avis l'absence du Stéphano-Autunien en dessous de la couverture triasique dans les Ida ou Zal, au N de la faille d'Agadir ou Anzizen, et son absence à 8 km à l'W de Menizla, s'explique par son démantèlement à l'époque de l'émersion du terrain, avant la déposition du Trias. La faille a dû jouer après la sédimentation du Stéphano-Autunien et avant celle du Trias. Nous admettrons donc que les deux gisements appartiennent à un même bassin. CLARIOND avait d'ailleurs avancé une conception analogue en 1937; il avait néanmoins dû la rejeter, n'ayant pas reconnu la période d'érosion entre le Stéphaniens (+ Permien) et le „Permo”-Trias.

Ci-dessous quelques remarques au sujet de l'extension et de la direction originelle du bassin.

Le contact entre le Stéphaniens et le socle n'a été examiné que dans la partie orientale de l'affleurement. Dans la mesure où il a pu être observé et abstraction faite de complications dues à des perturbations locales en relation avec le socle accidenté, ce contact est de direction NNE—SSW.

Il n'est pas improbable que le bassin ait été allongé en direction NNE—SSW plutôt qu'en direction environ E—W comme on l'a supposé jadis.

Un allongement du bassin en direction nord s'adapterait fort bien à l'allure générale de l'orogénèse calédonno-hercynienne, en cette région. On sait que ses éléments tectoniques ont une orientation N—S dans la partie occidentale du domaine atlasique, s'incurvent vers le NE plus à l'E et deviennent E—W au Maroc oriental.

Les Ida ou Zal sont situés dans la partie occidentale du Haut-Atlas, c. à. d., dans les parages où le changement de direction des éléments tectoniques (N—S vers NE—SW) commence à se dessiner.

Le Stéphano-Autunien se serait donc déposé parallèlement aux éléments tectoniques de la période de plissement précédente et serait constitué de matériel détritique sédimenté dans un bassin lacustre subsident; on pourrait l'interpréter comme déposé dans un bassin interne, l'„intramontane trough” de J. H. F. UMBROVE (1947, p. 50).

Si l'on élargit le champ d'observation nous sommes tenté de voir des alignements dans la disposition des différents gisements stéphaniens (*s. l.*) et d'établir des relations directes ou indirectes entre ces bassins. Au Maroc occidental on pourrait reconnaître un alignement partant des Ida ou Zal — Ida ou Ziki — en direction NNE et s'incurvant, en accord avec la direction générale de l'orogénèse calédonno-hercynienne, vers l'E en direction des bassins, situés au S et au SE de Marrakech, alignés en direction ENE: bassin des Ait Hassene, d'Ourika et des Ait Ziffa.

Résumé

Le bassin des Ida ou Zal a été à plusieurs reprises l'objet de recherches géologiques et paléontologiques. Citons, entre autres, les noms d'E. ROCH, de L. CLARIOND (B.R.P.M.), de J. DRESCH, et de W. J. JONGMANS. L'examen paléobotanique détaillé de JONGMANS, tout récemment repris par d'autres spécialistes, a révélé la présence du Stéphanien, moyen, supérieur, ainsi que de l'Autunien; ces étages passent les uns aux autres. La présence de Stéphanien inférieur est très douteuse. Nous parlerons ici du bassin stéphano-autunien des Ida ou Zal. Il s'agit d'un dépôt lacustre.

Sous une couverture triasique débutant par une discordance angulaire on peut observer la succession stratigraphique suivante.

De haut en bas:

- 1) Un paquet légèrement verdâtre de schistes gréseux et de grès à intercalations conglomératiques en couches épaisses de quelques cm à quelques dm, séparées par de très minces lits de schistes noirs. C'est là le facies stéphano-autunien typique des Ida ou Zal. Puissance: environ 1500 m.
- 2) Un conglomérat rouge d'épaisseur très variable, de 5 à 500 m.

sub 1) Des intercalations éparses de zones rouges sont distribuées à travers tout le paquet. Signalons quelques intercalations fort charbonneuses près de Menizla. La grande épaisseur du paquet et son facies uniforme témoignent de l'équilibre subsidence — sédimentation durant une longue période.

sub 2) Le conglomérat a été déposé sur un relief pré-existant. Les premières couches déposées sur le socle (jusqu'à 2 m) sont de teinte claire. Les sédiments rouges sont interprétés comme ayant été arrachés à un sol évolué avant et durant le début du Stéphanien. C'est surtout contre le j. Issedrem qu'on peut observer, sur le contact, un conglomérat non calibré, à blocs puissants.

La sédimentation stéphano-autunienne vue dans son ensemble témoigne de la transition d'un régime torrentiel à un régime calme. C'est une sédimentation typiquement post-orogénique dans un bassin interne.

Le stéphano-autunien des Ida ou Zal et celui des Ida ou Ziki situé à l'W du premier est considéré ici comme déposé dans un même bassin. L'allongement de celui-ci était peut-être NNE, grossièrement parallèle aux éléments tectoniques locaux de l'orogénèse calédonno-hercynienne.

Une relation directe ou indirecte avec des bassins analogues éventuellement alignés en direction ENE semble être du domaine du possible.

TRIAS

Historique de l'exploration de l'Ida ou Zal

En 1930, E. ROCH (p. 174) signale, dans l'Ida ou Zal, du Permo-Trias débutant par „un conglomérat puissant, bien stratifié, à éléments parfaitement roulés”. ROCH attire plus particulièrement l'attention sur le conglomérat conservé en lambeau d'érosion sur le j. Tichgouarnine au Sud de Tagodicht. Dans sa „coupe de Tagodicht” J. DRESCH (1941, p. 75) attribue ce conglomérat au Stéphanien.

H. TERMIER décrit la succession Carbonifère-Permien-Trias aux environs de Tirkou (1936, p. 657). Au sommet du Stéphanien les végétaux fossiles indiquent des affinités autuniennes. D'après ce même auteur le Trias aurait été déposé en concordance.

Localisation

La série rouge post-hercynienne, dite permo-triasique, forme l'enveloppe Nord et Ouest des Ida ou Zal. L'azrou Tichgouarnine et quelques lambeaux, situés dans le talaat es Slempt et plus loin vers l'E, sont des témoins épargnés par l'érosion.

La série recouvre le Stéphanien-Autunien et l'Ordovicien autochtones ainsi que le Dévonien, le Gothlandien et l'Acadien gréseux probable chevauchés.

Justification de l'attribution au Trias

Aucun argument ne plaide, dans l'Ida ou Zal, en faveur de l'attribution au Permien de la base de la série des roches rouges, discordante sur le Primaire.

Les végétaux fossiles récoltés par l'auteur dans les premiers niveaux gréseux au-dessus du conglomérat indiquent un âge triasique; plus haut dans la série, un Arthropode, découvert par un de nos prédécesseurs (E. FAUVELET), indique un étage déjà assez élevé dans le Trias, i. c. le Keuper moyen. Le conglomérat à la base n'atteint une grande puissance que localement, là où il a été déposé dans des dépressions topographiques; il ne semble pas pouvoir être attribué en bloc à un paquet sédimenté durant un laps de temps bien précisé. La sédimentation, suggérant un processus deltaïque, incite à ne pas exagérer les différences d'âge entre le conglomérat et les grès immédiatement sus-jacents.

Contrairement à l'usage qui qualifie la série rouge de „Permo-Trias”, il ne sera question ici que de „Trias”.

C'est qu'ici nous sommes plus affirmatif que G. CHOUBERT (1951, p. 68) qui n'attribue pourtant qu'une puissance très réduite au Permien pour le cas où celui-ci serait représenté.

Il ne faut du reste pas perdre de vue que ces sédiments rouges ne

sont pas nécessairement contemporains sur toute l'étendue du Maroc et que notre interprétation n'exclut nullement la présence de Permien en d'autres régions. Nous serions pourtant assez disposés à nier l'existence du Permien au-dessus de la discordance post-autunienne et ce pour l'ensemble du Maroc.

La limite inférieure

La discordance angulaire entre le Trias et le pré-Stéphanien est indiscutable. Celle entre le conglomérat triasique et le Stéphano-Autunien n'a pas toujours été reconnue autrefois. Elle est pourtant apparente, du moins en certains endroits, comme p. ex. à l'Est de Tikhibit (fig. 36).

Dans notre région, la série rouge est formée de conglomérats, de grès, d'argilo-grès et de marnes, ainsi que d'argiles. L'ensemble évoque un faciès molassique bien caractérisé (réf. J. Tercier, 1947).

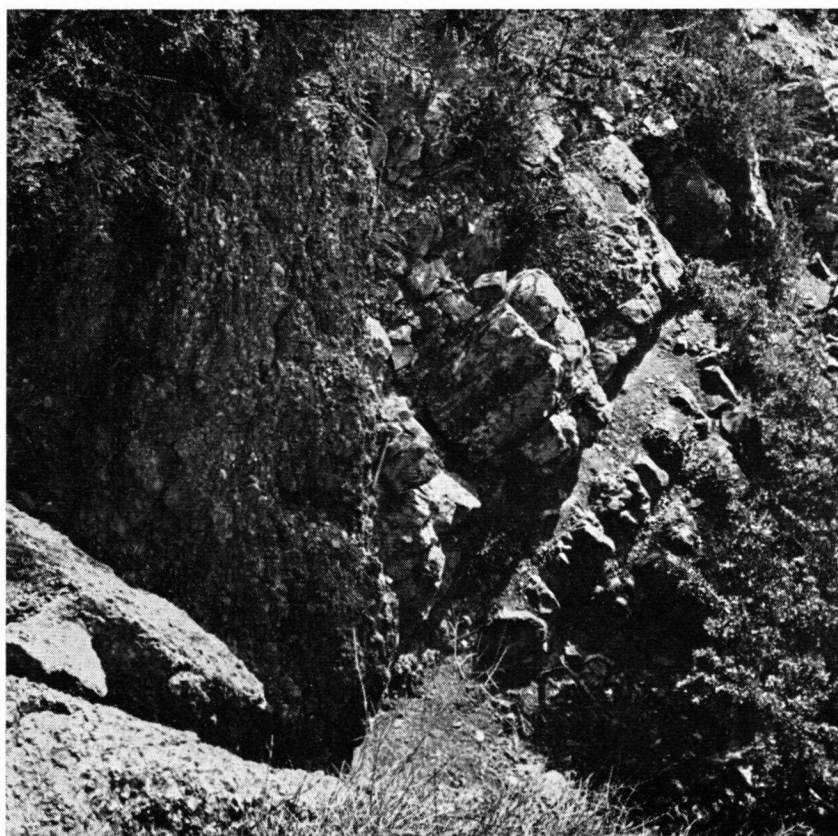


Fig. 36. La discordance angulaire entre le Trias — le conglomérat à gauche — et le Stéphano-Autunien — les couches gréseuses à droite.

La série est recouverte d'un complexe d'épanchements basaltiques que nous n'avons pas eu l'occasion d'examiner sur place.

Unités lithologiques

La base à conglomérats nettement dominants.

Le conglomérat rouge situé à la base du Trias montre d'importantes variations de puissance. Celle-ci atteint 400 m au Nord d'Alous, dans le j. Azilal, mais ne dépasse pas quelques dm à l'extrême Ouest de notre région. Des intercalations de grès et d'argilo-grès rouges peuvent être observées dans le conglomérat, où elles atteignent parfois une puissance de quelques dizaines de m.

Les variations d'épaisseur du conglomérat s'expliquent aisément, dans



Fig. 37. La limite entre le conglomérat „proprement dit” (haut) et le conglomérat „à petits éléments” (bas) à l'W d'Alous.

ce cas: sédimentation s'établissant sur une topographie accidentée en d'autres termes, sur un relief pré-existant. Nous y reviendrons plus loin.

Le paquet est constitué de différentes unités conglomératiques.

On y observe d'abord une couche pouvant atteindre 20 m d'épaisseur constituée d'un sédiment graveleux bien que très fin, contenant quelques galets assez grands et peu roulés — c'est le conglomérat „à petits éléments”.

Au-dessus de cette couche graveleuse et souvent nettement séparé de celle-ci, on observe le conglomérat „proprement dit”, constitué de galets bien roulés de quartzite et de galets calcaires plus rares (fig. 37). Ce sont

sans doute ces galets calcaires qui ont fourni le carbonate aux dépôts de travertin formés autour des sources localisées à hauteur de la base s.s. du Trias. Le plus grand nombre des galets a un diamètre d'environ 4 cm. Le conglomérat „proprement dit” peut parfois débiter par un conglomérat à gros blocs, celui-ci est alors séparé du conglomérat „à petits éléments” par une limite parfaitement tranchée; à partir du conglomérat à gros blocs la taille des galets diminue graduellement pour devenir „normale” vers le haut.

Rappelons ici la découverte, déjà mentionnée, d'un Brachiopode (F 1123), probablement viséen, dans un bloc provenant de la base du conglomérat, au Nord-Ouest de Tiguert-iabba.

Sédimentation deltaïque.

Ce type de sédimentation se dégage nettement de quelques caractéristiques relevés dans le paquet de conglomérats rouges du j. Azilal. Le pendage du conglomérat „proprement dit” forme toujours un angle, si petit soit-il, avec celui du conglomérat „à petits éléments”. De près cela passe inaperçu, du fait qu'on ne peut discerner la stratification du conglomérat „proprement dit” sur place. Ce n'est qu'avec un certain recul qu'on discerne le pendage de l'ensemble de ce conglomérat: on le voit alors buter contre le conglomérat „à petits éléments”, développé tout au long de l'affleurement au pied du j. Azilal où sa puissance demeure relativement constante.

Les coupes au travers du Trias (no. IV) sont parlantes à cet égard. L'angle entre les deux stratifications — la „discordance angulaire” — est dû au processus de sédimentation: le conglomérat „à petits éléments” déposé plus ou moins horizontalement a été recouvert par le conglomérat „proprement dit” qui a été sédimenté, lui, sous un certain angle.

Si l'on tient compte des différentes observations il semble évident qu'il nous faut faire appel ici à l'hypothèse d'une sédimentation deltaïque probablement lacustre. Ce qui nous permet d'interpréter la couche inférieure à petits éléments comme „bottom-layer” et les couches de conglomérat „proprement dit” comme „foreset-bed”.

On peut faire remarquer ici que le conglomérat développé à la base du Trias n'est pas un conglomérat de base, la définition de ce dernier impliquant une sédimentation liée à une transgression.

L'inclinaison sédimentaire des conglomérats complique l'interprétation des mesures de pendages du point de vue mouvement tectonique tandis qu'elle fournit, par contre, des éléments d'appréciation quant au développement du delta. Les „foreset-bed” pendent au NNW ce qui implique un accroissement du delta dans cette direction.

Cette interprétation cadre fort bien avec la localisation de la zone de subsidence qui s'est manifestée au Secondaire: la Fosse des Haha située au NW de la région étudiée. Contrairement à l'opinion généralement admise (G. Choubert, 1952, p. 31) nous sommes tentés d'admettre que l'important développement vertical du Trias témoigne d'une subsidence active dès cette époque et non pas seulement à partir du Jurassique supérieur.

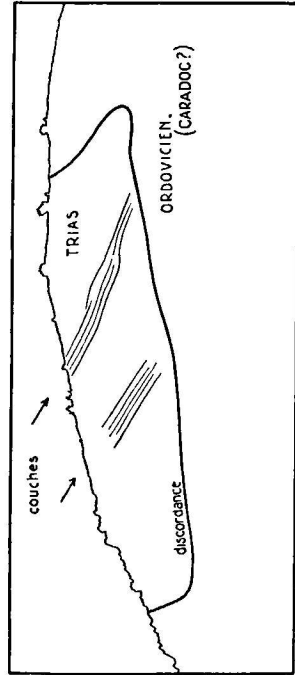
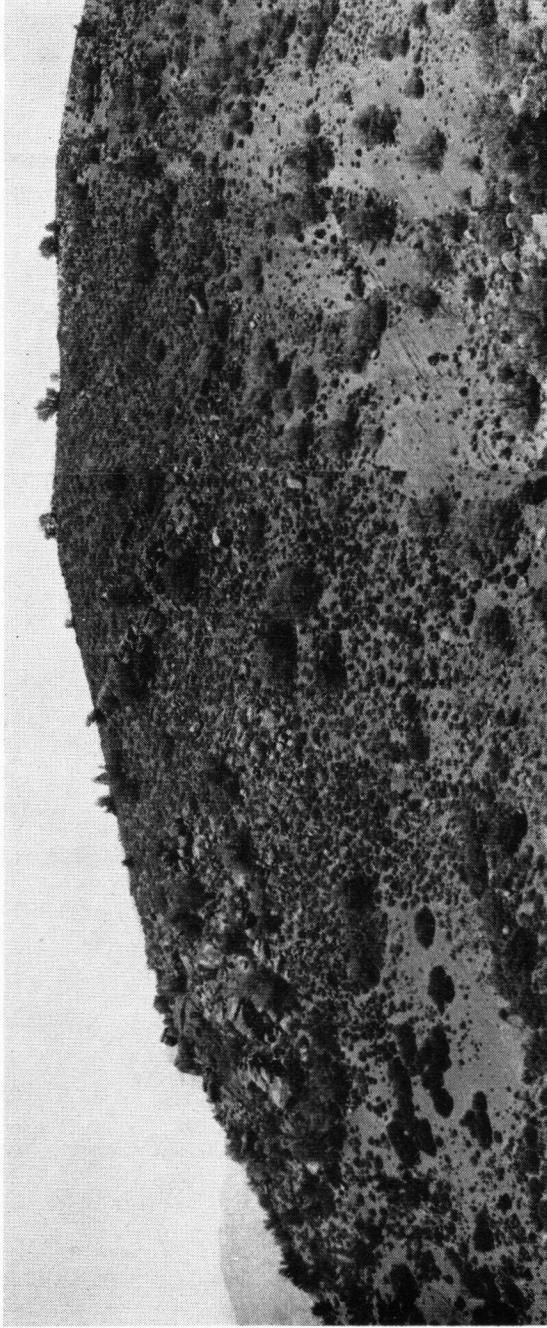


Fig. 38. Un placage de Trias sur et contre le Primaire au SW du j. Tichigouarnin.

Sédimentation sur un relief pré-existant.

La sédimentation du Trias n'a pas seulement été guidée par la subsidence mais également par la configuration du terrain sur lequel l'épandage s'est effectué; les observations nous apprennent que cette surface était fortement accidentée.

L'idée de la sédimentation du Permo-Trias sur un relief pré-existant n'est pas originale: E. ROCH (1930, p. 496) parle de dépôts formés dans des dépressions. Cette opinion n'a pourtant pas été admise par J. BOURCART (1937) qui estime que le Permo-Trias a été déposé sur une pénéplaine.

Ci-dessous quelques observations témoignant en faveur de la réalité d'un relief pré-existant sous le Trias de l'Ida ou Zal.

1) Un très bel exemple du relief pré-existant est fourni par les affleurements triasiques isolés au Nord d'azib Ticht. La photo représente l'affleurement le plus occidental.

Un placage de Trias se situe dans le versant SW d'azrou 'n Tich-gouarnin, sur- et contre le substratum primaire (Caradoc?).

Les couches triasiques y pendent plutôt en sens inverse de la pente topographique, ce qui fait ressortir le biseutage brutal de la terminaison du Trias par le relief pré-existant (fig. 38).

2) L'important paquet de conglomérat du j. Azilal a été déposé dans une dépression topographique due surtout au paléo-affleurement des schistes noirs tendres de l'Ordovicien. L'existence de ce paléo-affleurement est démontrée par la localisation en synclinal pincé de la bande quartzitique (figure 83); il s'agit de la bande ordovicienne surmontant les schistes noirs tendres.

On peut démontrer le relèvement des bords de la cuvette vers l'Est, près de Tafilelt, où le Trias bute contre le substratum paléozoïque (fig. 39). Ce substratum est formé en cet endroit par de l'Ordovicien recoupé de banes de quartzite qui l'arment.

3) Une surélévation topographique contemporaine du dépôt du Trias était formée par l'Acadien gréseux probable du sommet du J. Mzoug, sur- et contre lequel les conglomérats triasiques se sont déposés et ont butés.

Bien que pendant au SSE la base du paquet a été retrouvée au Nord et à l'Ouest à l'altitude de 1550 m et au SE, sur la crête, à l'altitude 1800 m; la seule faille importante recoupant ce paquet a un rejet vertical de 50 m et ne joue donc aucun rôle de ce point de vue.

4) Dans la partie occidentale de l'Ida ou Zal le Trias apparaît également d'une façon très nette comme ayant été déposé sur et contre un relief pré-existant. On en voit un bel exemple près d'azib Oualemsa où le conglomérat triasique bute contre le Dévonien. A l'Est de l'azib le conglomérat a encore une puissance d'environ 200 m, tandis qu'à l'Ouest, les grès rouges triasiques ne sont séparés du socle dévonien que par un conglomérat de quelques dm. La disparition presque totale du conglomérat ne peut être attribuée ni à un biseutage sédimentaire de type classique ni à une réduction par faille: on le voit buter contre le Dévonien (fig. 40). La présence d'un massif calcaire dévonien, à l'Est de Yous-

serane, témoigne de la continuation du relief pré-existant sous les grès triasiques. Le massif calcaire était surélevé et, de nos jours, il perce le recouvrement triasique rouge.

5) Au Nord d'azib Cheikh — à l'Ouest de tizi 'n Ferkh er Rih — on observe une intercalation d'argilo-grès dans le conglomérat; celle-ci repose sur et contre le substratum dont elle n'est séparée par aucun conglomérat.

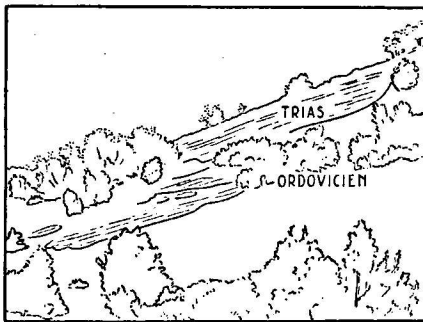


Fig. 39. Le Trias sur- en contre le relief préexistant près de Tafilelt.

En ce point on peut également observer la terminaison des couches contre le substratum (fig. 41). Elles y butent d'une façon si abrupte qu'on serait tenté, à première vue, de supposer l'existence d'une faille verticale entre le Trias et le Gothlandien. Pourtant il s'agit d'un recouvrement normal; ce qui a été démontré en creusant un puits au travers du Trias, puits qui atteint le substratum à la profondeur prévue.

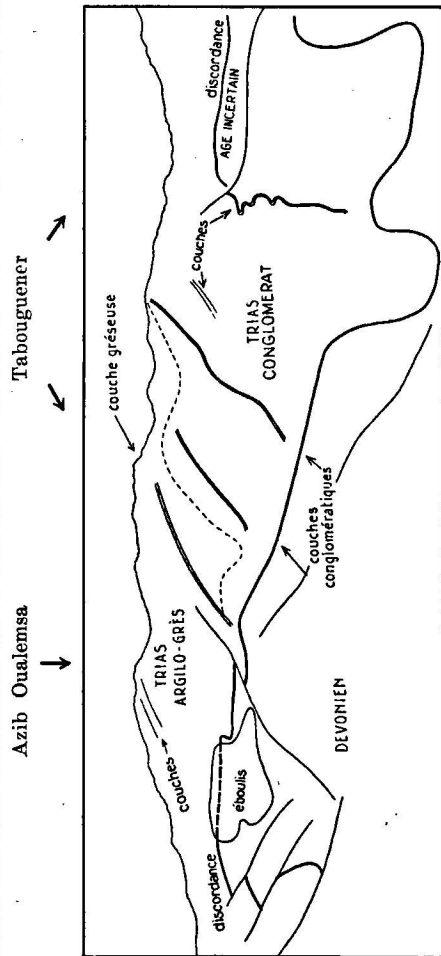


Fig. 40. Vue du SW d'Azib Oualemsa vers le NE.
Le conglomérat et l'argilo-grès triasique buttant contre
et reposant sur le relief préexistant.

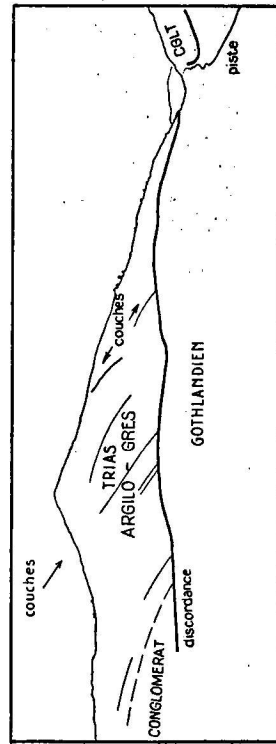
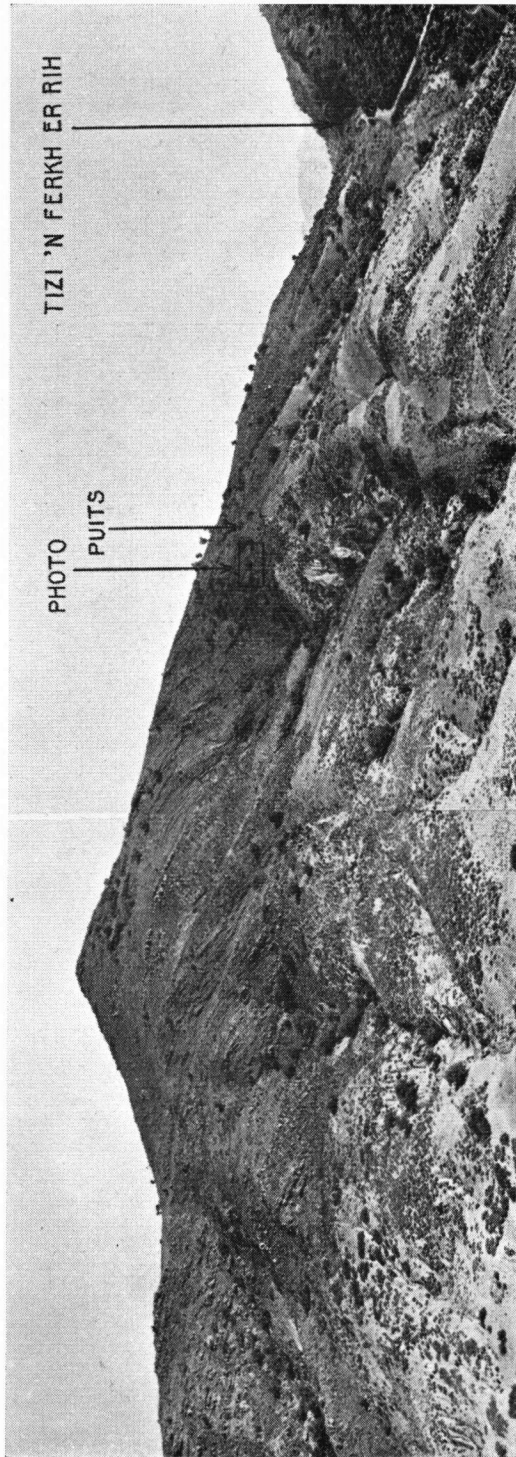


Fig. 41. Le Trias sur et contre le relief préexistant au N. d'Azib Cheikh. La photo, figure 42, est prise à l'endroit indiqué ci-dessus

Une différence nette dans les pendages entre les couches recouvrant directement le substratum et celles situées un peu plus haut dans la série peut être observée en de nombreux points. Les premières épousent assez étroitement la topographie ancienne, les secondes sont inclinées sous un angle bien plus grand (fig. 42). La photo est prise à l'endroit indiqué sur la figure 41.

Grès, argilo-grès et marnes.

Les conglomérats sont surmontés par un paquet de grès, d'argilo-



Fig. 42. Le Trias recouvrant le relief préexistant. Les couches immédiatement sur le contact épousent la topographie originale du terrain, et ont une autre inclinaison que les couches situées plus haut dans la série. Photo prise à l'endroit indiqué sur la photo précédente.

grès et de marnes rouges d'une épaisseur de près de 1000 m.

Les grès montrent de beaux exemples de stratification entre-croisée et de „ripplemark” (fig. 43). En quelques rares endroits on peut observer de nodules ou de petits bancs de calcaires lacustres, par exemple à 1 km à WNW d'Iferd. Une preuve de la teneur appréciable en calcaire est fournie par les formations de travertin aux environs des sources localisées dans ces roches: une importante formation de travertin est située à 1200 m à l'ESE d'imi 'n Taioukht. On peut l'observer sans quitter la piste.

Les différences tant d'inclinaison que de direction entre ce paquet et sa base conglomératique sont surtout frappantes dans le j. Azilal ainsi

que plus au Nord, autour de la boutonnière conglomératique „d'Iferd-Sanaga”.

Ces observations cadrent également fort bien avec la conception d'une sédimentation deltaïque: les grès — plus précisément la base de ces grès — forment les „topsed bed” déposés par dessus les conglomérats inclinés dès l'origine. Conglomérats et grès s'interpénètrent en coin.

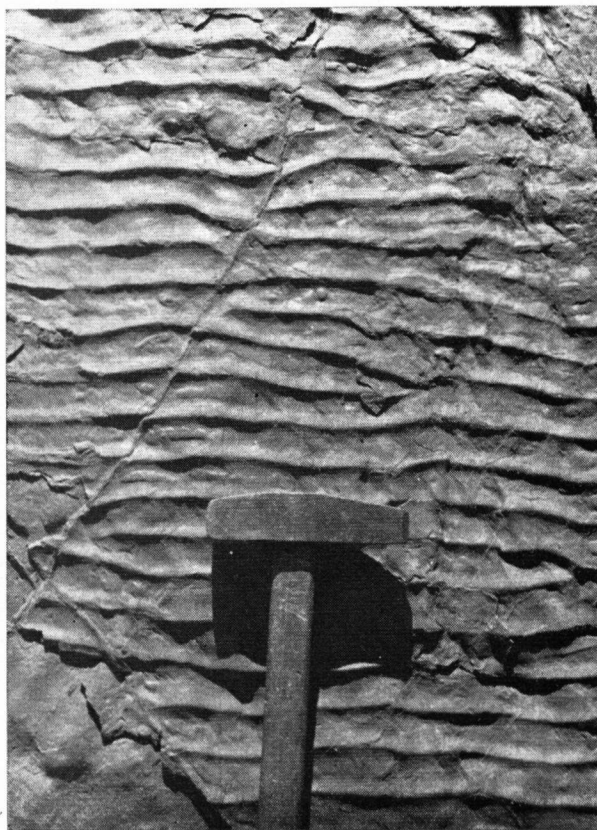


Fig. 43. Des „rippemark” sur une couche de grès dans la série argilo-gréseuse triasique.

Quelques végétaux fossiles furent trouvés à la base de ces grès rouges à l'W d'Iferd. D'après Mme G. TERMIER il s'agit de:

Voltzia heterophylla BRONGNIART; (F 337, 412, 413, 727—735),
dont un exemplaire avec une cône fructifère

caractérisant le Trias.

Le gisement le plus riche est situé à environ 3 km à l'ENE d'Iferd; seul F 337 est situé sur la crête du j. Azilal, à 1400 m au Nord d'Alous.

En ce qui concerne ce paquet, on a admis l'hypothèse d'une sédimentation originellement horizontale, elle ne peut pourtant pas être appliquée sans restriction.

Les inclinaisons mesurées dans ces sédiments ont permis d'analyser dans une certaine mesure les mouvements tectoniques postérieurs.

A l'W des Ida ou Zal le paquet est salifère au point qu'on y trouve des exploitations.

Le paquet de grès, d'argilo-grès et de marnes rouges atteint une puissance d'environ 900 m dans la coupe aux environs de la piste Iferd-Argana (no. V). Ce paquet passe graduellement vers le haut à des argiles rouges, peu résistantes, qui ont localisé la vallée dans laquelle sont situés e. a. les villages d'Argana et de Bigoudine.

Argiles.

Les argiles rouges du sommet du Trias n'ont pas fait l'objet d'un examen détaillé. Elles sont fort peu résistantes et contiennent localement du sel et du gypse. Nous n'avons pas eu l'occasion d'examiner sur place la terminaison occidentale de la vallée d'Argana, où la série rouge est recouverte par du basalte; les couches cuprifères d'une épaisseur de quelques cm à 1 m situées 300 à 400 m au mur du basalte n'ont pas non plus été examinées en détail.

Ces couches ont livré quelques Arthropodes, découverts par E. FAUVELET et déterminés par Mme S. DEFRETIN (1951, p. 132) :

Estheria minuta ALBERTI

Estheria destombesi DEFRETIN.

Ce paléontologiste considère *E. destombesi* D. comme caractérisant le Keuper moyen, tandis que la première espèce indique un milieu saumâtre de type lagunaire. (Mme S. Defretin, 1951).

N'ayant pu poursuivre la coupe no. V vers le N nous ne pouvons faire mieux qu'évaluer à 1500 m la puissance des argiles. Ce chiffre ferait s'élever — d'après nos évaluations — la puissance totale du Trias, jusqu'au basalte, à 2800 m. Mme DEFRETIN et FAUVELET ont publié le chiffre de 2000 m pour l'épaisseur du „Permo"-Trias entre le conglomérat et le basalte.

Généralités concernant la série triasique

Mme S. DEFRETIN (1951, p. 424) décrit le processus de sédimentation de la série „permo"-triasique rouge comme suit :

„Pendant une longue période d'émersion se déposait dans les lacs relativement étendus des sédiments continentaux qui ont constitué la partie inférieure et moyenne de la série „permo-triasique". Puis des incursions marines, suivies chacune de périodes d'évaporation intense, donnent naissance à des niveaux gypsifères ou salifères séparés par de nouvelles formations lacustres."

Nous nous rangeons entièrement à cette façon de voir, la dénomination „Permo-Trias” mise à part.

Quelques aspects du problème de la genèse des sédiments rouges

Dans l'étude de la genèse des séries de roches rouges nous nous inspirerons de l'étude approfondie que P. D. KRYNINE (1949, p. 60) a consacrée à ce problème.

KRYNINE propose une classification génétique des séries rouges; les dépôts triasiques de l'Ida ou Zal devraient être classés dans le schéma de cet auteur sous la rubrique „Primary detrital bed”: en effet le matériel provient de l'érosion des sols rouges situés dans l'hinterland. Le conglomérat rouge de la base du Stéphano-Autunien comme celui du Trias nous semble également devoir être rangé dans cette même catégorie.

La formation de sols rouges — dans le cas de roches silicatées — peut avoir lieu, d'après KRYNINE, dans un milieu où l'oxydation supplante la réduction et ce dans des conditions climatiques où la température moyenne dépasse les 60° F. et où les précipitations dépassent la cote de 1 m.

KRYNINE conclut donc qu'un „climat rubéfiant” doit être chaud et humide — il le compare à un climat de savanes tropicales.

Nous nous permettrons d'ajouter les quelques remarques suivantes.

Aussi longtemps que le climat rubéfiant perdure il semble logique d'estimer que le sol sera coloré sur une certaine épaisseur (quelques m?); processus qui fournit constamment un matériel rouge renouvelé, au fur et à mesure de son démantèlement et de son transport vers le bassin de sédimentation — ceci dans le cas d'une érosion pas trop rapide.

Il y aurait donc toujours un certain „stock” de matériel rubéfié; ce qui s'exprimera par un décalage dans le temps entre la fin du climat rubéfiant et la fin de la sédimentation de matériel rouge. Dans le cas du conglomérat rouge à la base du Stéphaniens il sera donc fort malaisé de déterminer si le climat rubéfiant a perduré plus ou moins longtemps au Stéphaniens. Le Stéphano-Autunien est un dépôt formé dans un bassin local et le conglomérat à sa base n'est guère puissant et n'a de ce fait requit qu'une masse relativement faible de matériaux rouges pour sa formation. On ne peut donc exclure totalement l'idée que le climat rubéfiant avait déjà été remplacé au début de la sédimentation. Le Trias est par contre si épais et si étendu qu'il faut admettre l'existence, d'un climat rubéfiant durant la plus grande partie de sa sédimentation. Sous le Trias de l'Ida ou Zal on peut observer en différents points la surface rouge fossilisée, développée d'ailleurs sur des formations géologiques diverses (e. a. l'Ordovicien et le Gothlandien).

Aussi bien dans le cas du Stéphano-Autunien que dans celui du Trias on peut observer en de nombreux endroits une zone de conglomérats de teintes claires reposant directement sur le substratum. Cette zone passe vers le haut aux conglomérats rouges typiques, le plus souvent par l'entremise d'une zone de conglomérats de teintes claires à intercalations rouges se multipliant vers le haut. Ce conglomérat de teinte claire peut atteindre

une épaisseur de 2 m et est toujours en contact immédiat avec le substratum. Sur le terrain la présence du conglomérat de teinte claire nous indique que la base du paquet rouge est effectivement atteinte.

K. C. DUNHAM (1952, p. 52) a suggéré une explication de cet état de choses, qu'on retrouve d'ailleurs en d'autres endroits (entre autres dans le NE de l'Angleterre): le matériel de teinte claire proviendrait de portions de l'arrière-pays dont le sol rouge aurait déjà été enlevé.

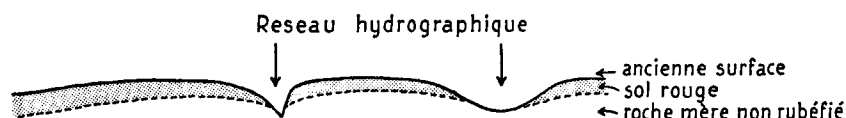


Fig. 44

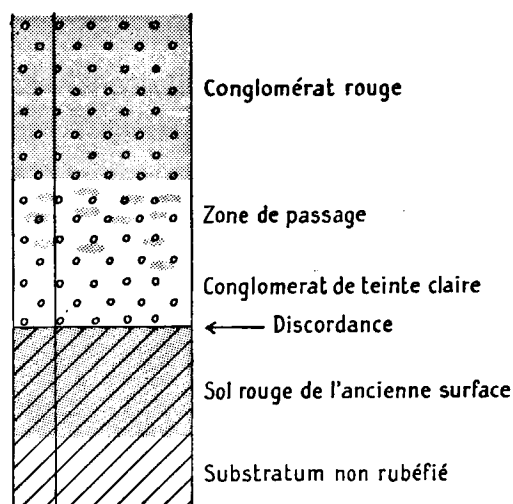


Fig. 45

On pourrait encore faire mention de la considération suivante.

La surface sur laquelle un sol rouge s'est développé doit avoir été pourvue d'un réseau hydrographique. Le transport du matériel dans le lit des rivières se serait fait à un rythme trop rapide pour qu'une rubéfaction puisse intervenir. Il semble logique que les premiers matériaux détritiques sédimentés soient ceux arrachés aux lits des rivières; le transport des matériaux s'étant accru par la suite et l'érosion mordant toujours plus avant dans les sols rouges environnants, la sédimentation de matériaux rubéfiés deviendra prépondérante.

Un profil schématique illustre la conception élaborée (fig. 44).

Une coupe complète montrant le contact du conglomérat rouge sur l'ancienne surface topographique a l'allure suivante (fig. 45).

Cette succession, dont on ne peut observer le développement complet qu'en quelques endroits privilégiés, peut en effet être relevée sans difficulté aucune à l'E de la piste d'Argana à tizi 'n Ferkh er Rih, immé-

diatement avant le col, là où le Trias recouvre le Gothlandien (fig. 46).

A première vue il peut sembler étrange que le conglomérat de teinte claire puisse s'établir sur un substratum rouge; il ne s'agit pourtant que d'une fausse anomalie puisque le matériel sédimenté ne provient évidemment pas du paléosol sous-jacent mais bien d'un hinterland plus ou moins éloigné.

D'autres hypothèses traitant de la présence de roches colorées secondairement en rouge sous un conglomérat de même teinte et d'une zone de teinte claire à la base d'un conglomérat rouge, ont été mises à l'épreuve



Fig. 46. Le conglomérat triasique sur le Gothlandien rubéfié à l'E de la piste à 100 m au N du tizi 'n Ferkh en Rih. Le conglomérat de teinte claire recouvre le contact.

sur le terrain où elles se sont révélées moins satisfaisantes que l'hypothèse dont il a été question ci-dessus. En ce qui concerne le premier phénomène on a émis l'hypothèse d'une infiltration accompagnée de transports de colorant en provenance du conglomérat sus-jacent; en ce qui concerne la zone plus claire on a parlé d'une décoloration post-sédimentaire.

Résumé

Il n'existe pas d'arguments en faveur de l'existence de Permien à la base de la série rouge qui s'étend en discordance sur le Primaire. Dans l'Ida ou Zal — probablement même dans tout le Maroc — cette série rouge est essentiellement triasique. La dénomination Permo-Trias devrait être abandonnée.

La série triasique s'est édifiée de bas en haut, d'abord en conglomérats (0 à 400 m) puis en grès, argilo-grès et marnes (900 m) et enfin en argiles (environ 1500 m). Les argiles sont recouvertes par un complexe de laves basaltiques. La série triasique représente un faciès typiquement molassique.

La sédimentation de la base du Trias s'est effectuée sur un relief pré-existant et fortement accidenté et répond aux critères d'une sédimentation deltaïque probablement lacustre. Les argiles sont supposées sédimentées en milieu lagunaire.

Le Trias constitue la base d'une formation mésozoïque déposée dans la zone de subsidence, la „Fosse des Haha”. Cette subsidence c'est sans doute déjà déclenchée durant le Trias.

Le paquet rouge est interprété comme un dépôt formé de matériaux en provenance d'une région où des sols rouges s'étaient développés en rapport avec les conditions climatologiques.

L'ÉVOLUTION DU RELIEF ET LE QUATERNAIRE

LE CENOZOÏQUE DANS LE SUD MAROCAIN

Dans l'élaboration d'une interprétation de l'évolution du relief de la région étudiée il sera fait appel aux vues de G. CHOUBERT (1952, 1953 et communications) concernant les facteurs géologiques ayant déterminé cette évolution. Quelques conceptions fondamentales seront reprises ci-dessous; elles évoquent l'histoire géologique du Sud marocain durant le Cénozoïque et sont de ce fait indispensables à l'interprétation géomorphologique de l'Ida ou Zal.

Le premier soulèvement du Haut-Atlas est le fait de la phase tectonique post-lutétienne, qui inaugure l'époque orogénique alpine et qui peut être synchronisée avec la première phase pyrénéenne. La deuxième phase pyrénéenne, qui peut être parallélisée avec la phase anté-stampienne de l'Algérie, a dû être importante dans le Haut-Atlas. Une surface d'aplanissement générale — la Surface préhammadienne, sensiblement oligocène — s'est établie ensuite. C'est cette surface qui a été exhaussée par la phase tectonique vindobonienne, première phase purement alpine. C'est alors qu'a commencé la destruction de la Surface préhammadienne (1952, p. 154); processus qui aboutit à un relief appalachien. Le Pontico-Pliocène⁸⁾ „tente” de reconstituer l'ancien relief, surtout par comblement des creux. Il n'y a pas de dépôts pontico-pliocènes dans la partie ouest du Haut-Atlas, trop exhaussée lors de la phase vindobonienne. La masse de sédiments détritiques provenant du Haut-Atlas et déposée au Pontico-Pliocène dans le sillon préafricain, au Sud, témoigne en faveur de cet exhaussement plus prononcé.

Il se forme une nouvelle surface d'aplanissement: la Surface hammadienne, matérialisée par des calcaires lacustres pliocènes. Entre le Pontico-Pliocène et le Pliocène du Hammada il paraît qu'il y aurait une discordance et que ces deux formations appartiendraient à deux cycles sédimentaires successifs.

Le Pliocène du Souss forme une série subsidente, essentiellement marneuse, épaisse de plusieurs centaines de mètres; sa puissance diminue rapidement vers le pied des contreforts de l'Atlas. Ce Pliocène n'a pas non plus recouvert le Haut-Atlas. Le Pliocène marin est surmonté par une puissante série continentale — épaisse de plus de 200 m — attribuée au Villafranchien. La Surface villafranchienne a été formée tant par érosion que par dépôt. Le cycle sédimentaire villafranchien a été interrompu par une phase tectonique — plis de fond — d'une importance primordiale pour l'évolution du relief: elle déclenche une phase d'érosion extrêmement intense, aboutissant pratiquement à la création du relief actuel. (G. Choubert, 1952, p. 163).

⁸⁾ Anciennement dépôts continentaux pontiens, rajeunis suite aux observations de C. ARAMBOURG (1952) et de P. JODOT (1955).

La surface villafranchienne — du moins en ce qui concerne ses portions subhorizontales — sépare un relief mûr et lourd d'un relief jeune aux vallées fortement encaissées.

L'évolution du relief marocain après le Villafranchien est déterminée par l'interférence des mouvements d'exhaussement et de phénomènes eustatiques. Ces derniers doivent être mis en rapport avec les périodes glaciaires et interglaciaires qui se traduisent, au Maroc, par des périodes pluviales et interpluviales.

Ces mouvements et changements ont créé des terrasses marines (plages) à la côte et des terrasses fluviales à l'intérieur. On a pu démontrer que les terrasses marines et les terrasses fluviales alternent dans le temps (L. Trevison 1949, G. Choubert 1953).

Les premières correspondent aux interpluviaux, les secondes aux pluviaux. A l'intérieur, durant les pluviaux, les oueds comblent leur lits; durant les interpluviaux, ils les creusent. Récemment — en plus des quatre pluviaux classiques — on en a défini un cinquième, situé entre le Villafranchien et le Quaternaire.

On vient de créer toute une série de termes nouveaux pour désigner les pluviaux du Maroc (et plus généralement de l'Afrique du Nord). Voici le schéma du Quaternaire de l'intérieur⁹⁾.

Villafranchien

Creusement

Moulouyen — Pluvial — 5ème terrasse

Interpluvial — Creusement = Sicilien I

Saletien — 1er Pluvial (Gunz?) —

1er Interpluvial — Creusement = Sicilien II (= Milazzien)

Amirien — 2e Pluvial (Mindel?)

Avant-dernier Interpluvial — Creusement = Tyrrhénien I

Tensiftien — Avant-dernier Pluvial (Riss?)

Dernier Interpluvial — Creusement = Tyrrhénien II = Ouljien,
(= Monastirien)

Soltanien — Dernier Pluvial (Wurm?)

Rharbien — Subactuel — terrasse.

LE DEVELOPPEMENT GEOMORPHOLOGIQUE DE L'IDA OU ZAL

Introduction

J. DRESCH (1941) a apporté une importante contribution à la compréhension de l'évolution du relief dans le Haut-Atlas. L'étude ci-dessous se réfère constamment à cet ouvrage.

Il est bien plus difficile de déceler les surfaces et les niveaux d'érosion ainsi que les terrasses, dans la portion ouest du Massif Ancien du Haut-Atlas — portion qui englobe l'Ida ou Zal — que dans l'E où les vallées sont plus longues et les profils en long régularisés.

DRESCH distingue deux stades d'évolution: un relief mûr éogène,

⁹⁾ Les parallélisations avec les glaciations reconnues en Europe sont, à notre avis, très problématiques.

perché au-dessus des vallées du relief jeune, ce qui résulte en „lourdeur de la haute chaîne et profondeur des vallées.” (p. 345) Ces deux stades peuvent être facilement reconnus dans l'Ida ou Zal.

Des comparaisons géomorphologiques immédiates entre deux régions situées de part et d'autres d'une facile avec un rejet alpin, peuvent conduire à des interprétations erronées. C'est pourquoi, dans la région étudiée, il nous semble prudent d'examiner, en premier lieu, le relief de la „zone axiale” et ensuite le relief de la „zone subatlasique” située au Sud.

Les anciennes surfaces et niveaux d'érosion reconnus, sous réserve, par l'auteur dans l'Ida ou Zal, sont reportés sur la carte schématique à la fin de ce paragraphe.

„Zone axiale”

La „Surface villafranchienne”.

DRESCH ne précise pas, en ce qui concerne l'Ida ou Zal, la limite morphologique entre le relief mûr et le relief jeune, pas plus qu'il ne situe les données morphologiques dans le temps.

La „Surface villafranchienne” au centre de la région étudiée, n'est, à notre avis, autre que le palier des crêtes de part et d'autre de l'assif 'n Ida ou Merouane entre Tagodicht et Tassifirt. Ce palier se situe entre 1100 et 1200 m¹⁰⁾, c'est-à-dire à environ 300 m au-dessus du cours actuel de l'oued, à l'endroit indiqué ci-dessus. La surface peut être reconnue, dans le versant sud du j. Azilal, sous forme d'une rupture de pente très nette. Nous avons pu dessiner cette surface sur le croquis de DRESCH (p. 393) (fig. 47).

Des témoins d'un dépôt rouge indiquent, de-ci de-là, la position originelle de cette surface. Un remarquable îlot de ce dépôt est situé au sud de Bouzbam: un conglomérat rouge y repose sur l'Ordovicien, (d'origine?) le pendage est ici de 20° à l'E.

La surface et les niveaux d'érosion prévillafranchiens.

Après avoir distingué, dans la zone axiale, un relief mûr d'un relief jeune et de les avoir datés, par analogie, comme pré- et postvillafranchien, nous tenterons de distinguer des niveaux prévillafranchiens. Il est utile d'insister ici sur le fait que la distinction d'anciens niveaux d'érosion, à partir des seules données de la morphologie actuelle, est fort délicate sinon arbitraire. Des niveaux situés à des altitudes différentes ont pu faire partie d'une même surface; nous n'avons de toute façon pas pu démontrer que cela n'était pas le cas.

¹⁰⁾ Ces altitudes et d'autres mentionnées plus loin sont des altitudes absolues au-dessus du niveau de la mer; elles sont de ce fait indépendantes des erreurs de cartographie discutées dans l'Introduction. Les surfaces dessinées sur la carte géologique, l'ont été, d'après leur position sur le terrain; de là, certaines divergences entre les altitudes mentionnées dans le texte et celles indiquées sur la carte.

DRESCH n'a pas cru pouvoir intégrer les niveaux, qu'il pense avoir reconnus, dans un schéma d'ensemble; il mentionne d'ailleurs rarement des altitudes absolues.

Ci-dessous nous avons énuméré les surfaces qui nous semblent pouvoir être reconnues; à cette occasion, nous rappellerons les vues de DRESCH et les confronterons avec nos observations.

1. Le niveau d'érosion le plus ancien est celui de la crête du j. Ouaremkiken — „Arouni” d'après DRESCH (p. 375); il se présente actuellement comme une ancienne surface (fig. 48).

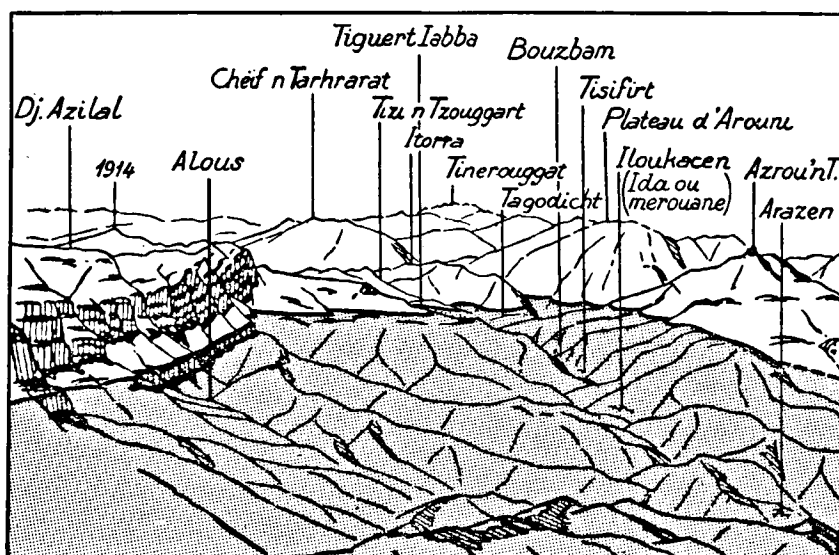


Fig. 47. Vue du Tigemmi ou Agadir vers l'E.
Position de la Surface villafranchienne dans la partie orientale des Ida ou Zal.
Le croquis de terrain est reproduit d'après J. DRESCH.

Cette surface, dont la terminaison ouest est située à l'altitude de 2500 à 2600 m doit à notre avis être intégrée à la „Surface préhammadienne” ce qui la situe à l'Oligocène.

2. Un niveau d'érosion situé au sommet du j. Tagararat — „cheif 'n Tarhrrarat” d'après DRESCH (p. 375) — se continuant vers le NE dans la crête du Tichka des Ida ou Mahmoud (au NE des Ida ou Zal).

Ce niveau, actuellement à l'altitude de 2250 m au sommet du jebel, peut également être observé sur le flanc nord-ouest du j. Ouaremkiken.

DRESCH (p. 393) signale „un replat” sur le flanc du j. Tagararat. Ce replat est en effet bien développé sur le flanc est de cette montagne, vers 2100 m. Il nous semble pourtant probable que ce replat est simple-

ment dû à l'érosion différentielle; on ne le retrouve d'ailleurs pas à d'autres endroits.

3. Un niveau correspondant aux éperons du lobe convexe de l'assif en amont d'Itorra (Dresch p. 393).

A l'endroit mentionné ce niveau serait situé à l'altitude de 1950 m; on peut probablement l'observer également sur les flancs ouest et nord-ouest du j. Ouaremkiken.



Fig. 48. L'ancienne „Surface préhammadienne” i. c. le plateau du j. Ouaremkiken, vu du j. Tinergouet (à l'E et en dehors du terrain cartographié) vers l'W.

On pourrait, à la rigueur, y intégrer les sommets du j. Azilal (1914 m), du j. Mzoug (1897 m) et de l'azrou 'n Tichgouarnin (1890 m).

DRESCH mentionne un niveau situé à 1750 m (p. 382). Il ne cite pas d'exemple de ce niveau et il ne ressort pas clairement du texte si l'auteur fait allusion ici à un niveau déjà mentionné ou devant encore l'être. Nos observations ne confirment pas l'existence de ce niveau.

4. Un niveau à hauteur d'Itorra (Dresch p. 382).

Il est situé à une altitude d'environ 1650 m au voisinage de ce douar et se prolonge vers l'W en une crête. Il est probable, que la crête triasique qui domine Tiguert-iabba et le plateau formé de roches du même âge à l'W du tizi 'n Ferkh er Rih, peuvent y être raccordés.

Les replats subhorizontaux situés à l'E et à l'W de l'azrou 'n Tich-gouarnin pourraient peut-être y être également raccordés.

5. Un niveau situé entre 1300 et 1400 m. (DRESCH ne le signale pas).

Les témoins de ce niveau seraient: le palier des crêtes situé à l'W d'Agouni (le Tounine), ainsi que l'aguenza nait Embarek et le cheif 'n Birgissen, situés dans la portion ouest de l'Ida ou Zal.

La „Surface villafranchien” — traitée plus haut — est située sous ce dernier niveau à une altitude variant *grosso modo* entre 1100 et 1200 m.



Fig. 49. Terrasses quaternaires sur le Trias argileux incliné vers le N, au S d'Argana.

Il nous semble donc possible de discerner quatre niveaux au-dessus de la Surface villafranchienne (la Surface préhammadienne non-incluse). Ils seraient les témoins de pulsations tectoniques postvindoboniennes, au cours du Mio-Pliocène.

DRESCH mentionne „la trace d'au moins quatre niveaux d'érosion” dans le bassin du Nfis, situé plus à l'E dans le Haut-Atlas (p. 309). G. CHOUBERT (1952, p. 165) ne les a pas retrouvés dans l'Anti-Atlas.

Les terrasses postvillafranchiennes.

Les terrasses formées sous la „Surface villafranchienne” sont rarement toutes développées en un même endroit et elles ne peuvent être suivies que sur de petites distances (fig. 49). Il nous semble pourtant qu'à l'origine toutes les terrasses de l'Ida ou Zal et même plus généralement

de l'Atlas ont appartenu à un même ensemble, qui s'est d'ailleurs installé suite à des mouvements d'exhaussement et eustatiques.

DRESCH n'admet pas que la formation de terrasses puisse être rapportée à un facteur extérieur, sinon unique, du moins déterminant. Cet auteur est d'avis que l'évolution des terrasses a pu se dérouler indépendamment dans des bassins différents, même si ceux-ci sont distants que de quelques kilomètres. Dans le cas qui nous occupe, nous croyons que DRESCH a été plutôt trop prudent et qu'il a sous-estimé la régularité des cycles d'érosion et donc les possibilités de corrélations.

La série de terrasses la mieux développée dans l'Ida ou Zal est située le long de l'assif 'n Ida ou Moumen, entre Arazen et Izeroualen. On peut y distinguer, en toute sécurité, quatre terrasses dont on retrouve les dépôts; sur la carte géologique elles sont indiquées par les chiffres 1, 2, 3, 4.

La configuration du terrain permet, dans cette région, d'envisager l'existence d'un niveau supplémentaire sous la surface villafranchienne; il est situé aux environs de 850 m d'altitude (niveau de Zarhenrhin, à l'E d'Izeroualen et entre Arazen et Ida ou Merouane).

Il est dès lors possible d'intégrer ces données dans un schéma et de proposer des corrélations entre le niveau et les terrasses des Ida ou Zal et ceux reconnus ailleurs au Maroc. La possibilité de ces corrélations nous a été suggérée par G. CHOUBERT (communication orale).

Ida ou Zal.	Ailleurs au Maroc
Alt. env. 850 m	
Niveau + 150 m	— Moulouyen ou Saletien
No. 4 de la carte géol. —	
Terrasse + 70 m (dépôts)	— Saletien ou Amirien
No. 3 de la carte géol. —	
Terrasse + 35 m (dépôts)	— Amirien ou Tensiftien
No. 2 de la carte géol. —	
Terrasse + 15 m (cultivée)	— Tensiftien ou Soltanien
No. 1 de la carte géol. —	
Terrasse + 4 m (cultivée)	— Soltanien ou Rharbien
Cours actuel de l'Assif	

„Zone subatlasique”

La Surface villafranchienne.

Dans la „zone subatlasique”, au Sud de la faille „d'Agadir ou Anzizen”, on peut, dans la portion est de la région cartographiée, distinguer également un relief ancien (mûr) d'un relief jeune (aux vallées encaissées). On peut y observer, sans peine, la „Surface villafranchienne” — à l'altitude de 1000 à 1100 m — jalonnée d'E en W par des crêtes et des replats. Cette surface se dessine sur le replat: au-dessus de Tafraountane et d'Agadir 'n Tadert, à Tarhorssi, se prolongeant vers l'W en un replat très caractéristique à l'W de azib Ticht, probablement aussi sur la crête des Bibaouns. Il est possible que cette surface puisse être reconnue aux environs de la limite W de la région cartographiée.

Les niveaux d'érosion prévillafanchiens.

Déceler ici des niveaux se heurte à des difficultés encore plus grandes que dans la zone axiale. Un niveau est peut-être représenté par la crête du j. Issedrem et la crête à l'E de Talatane.

Le niveau situé entre 1300 et 1400 m est le plus aisément observable. On peut le suivre depuis Tamdroust, par Taourmat, Ouazliden, au S de Tamsoult, par Talatane et par Igasseln, jusqu'au replat établi sur le Stéphanien au N d'azib Ticht.

Sous ce niveau on observe la Surface villafranchienne.

Les terrasses postvillafranchiennes.

Les terrasses quaternaires de la zone subatlasique n'ont pas été étudiées, n'étant développées qu'en dehors de la région cartographique.

Résumé

Les vues de G. CHOUBERT concernant les événements géologiques du Quaternaire ont été constamment mises à profit au cours de la rédaction de ce chapitre.

Le travail synthétique de J. DRESCH concernant l'évolution du relief dans le Haut-Atlas a été fréquemment consulté.

Dans l'Ida ou Zal, comme d'ailleurs plus généralement dans le Haut-Atlas, il convient de distinguer deux formes de relief: un relief ancien, mûr et lourd, et un relief jeune, aux vallées fortement encaissées.

Zone axiale







La séparation entre ces deux reliefs est située, aux environs de Tagodicht, entre 1100 et 1200 m. Ce niveau est interprété comme la „Surface villafranchienne”, et ce, par analogie avec d'autres régions du Maroc. Au-dessus de cette surface il semble possible de distinguer cinq niveaux: de haut en bas:

- 1) Une surface sur le j. Ouaremken entre 2500 et 2600 m. A notre avis elle correspond à la „Surface préhammadienne”, datant de l'Oligocène.
- 2) Un niveau sur le j. Tagararat et sur le flanc NW du j. Ouaremken, aux environs de 2250 m.
- 3) Un niveau qu'on peut observer en amont d'Itorra à une altitude d'environ 1950 m.
- 4) Un niveau situé aux environs de 1650 m dans la région d'Itorra, comprenant une crête située à l'W de cette localité, la crête triasique au-dessus de Tiguert-iabba, et le replat développé sur le Trias à l'W de tizi 'n Ferkh er Rih.
- 5) Un niveau situé entre 1300 et 1400 m à l'W d'Agouni, comprenant l'aguenza nait Embarek et le cheif Birgissen.

En dessous: la Surface villafranchienne.

ARGANA

LA REGION DES IDA OU ZAL, HAUT ATLAS OCC.

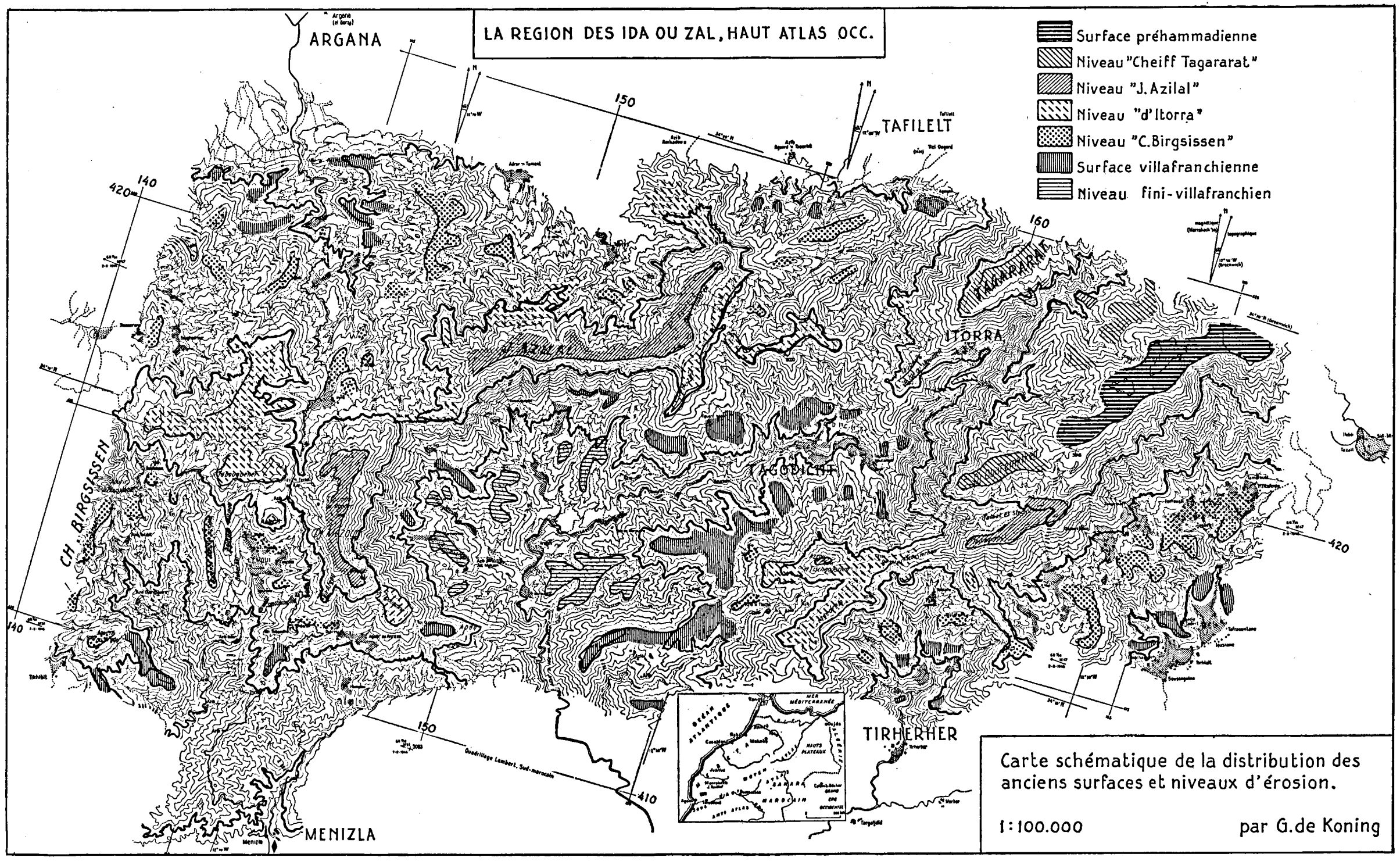
-  Surface préhammadienne
-  Niveau "Cheiff Tagararat"
-  Niveau "J. Azilal"
-  Niveau "d'Iitorra"
-  Niveau "C. Birgissen"
-  Surface villafrançienne
-  Niveau fini-villafrançien

TAFILELT

ITORRA

TIRHERHER

MENIZLA



Carte schématique de la distribution des anciens surfaces et niveaux d'érosion.

1:100.000

par G.de Koning

Sous la Surface villafranchienne on peut probablement distinguer un niveau et quatre terrasses. Des corrélations hypothétiques avec des terrasses situées ailleurs au Maroc ont été esquissées.

Zone subatlasique

Dans l'extrême est de la zone „subatlasique” la Surface villafranchienne se situe aux environs de 1100 m. On peut observer là deux niveaux d'érosion prévillafranchiens.

- 1) aux environs de 1650 m sur les hauteurs du j. Issedrem et sur celles à l'E de Talatane.
- 2) un niveau situé entre 1300 et 1400 m se poursuivant depuis Tamdroust, par Taourmat, Ouazliden, au S de Tamsoult, Talatane, Igaseln, jusqu'au replat au N d'azib Ticht.

RECENT ET ACTUEL

Les brèches ferrugineuses

Les schistes noirs tendres de l'Ordovicien (Llandeilo) sont, surtout près de Tagodicht, localement recouverts d'une brèche rouge, formée de fragments provenant de la formation sous-jacente. Les fragments sont cimentés par une pâte rouge, ferrugineuse; la roche comporte de nombreuses cavités. Cette brèche apparaît en lambeaux isolés qui peuvent atteindre 1 m de puissance. Ils ne sont pas restreints à un niveau défini, et leur genèse n'est pas liée à une époque déterminée.

On les observe en effet e. a. sur la terrasse quaternaire d'Iguy 'n Cheikh — terrasse dont l'âge est incertain, peut-être tensiftien — ainsi que sous forme de concrétionnements et placages récents aux abords des sources. Il semble que leur formation se poursuive de nos jours.

Les minéraux ferrugineux du ciment se sont formés à partir de combinaisons ferrifères (FeS_2 ?) présentes dans les schistes noirs tendres sous-jacents.

Des brèches (graviers concrétionnés, conglomérats) ferrugineuses, liées aux schistes tendres du Llandeilo, ont été signalées en d'autres régions du Maroc. H. TERMIER (1936, p. 945) décrit ces formations comme liées exclusivement aux schistes du Llandeilo, dans la région située aux environs immédiats d'Ouljet Bou Khemis au Maroc central. L'auteur fait un rapprochement entre l'existence de ces formations et la teneur en FeS_2 . E. ROCH et L. NELITNER ont, eux aussi, observé des conglomérats ferrugineux liés à l'Ordovicien sous ce faciès, au-dessus de Timsel, près du confluent de l'Oued Addous et de l'Oued Seksaoua dans le Haut-Atlas occidental (communication orale à H. TERMIER).

Récemment l'Ordovicien d'Ouljet bon Khemis a fait l'objet d'une nouvelle étude (W. van Leckwijck, G. Sutter, H. et G. Termier, 1955).

Ces auteurs ont également attiré l'attention sur les graviers ferru-

gineux liés aux schistes tendres du Llandeilo; une teneur en fer assez considérable — 4.6 % à Ouled Khalouk — fut démontrée pour ces schistes lors d'une analyse (*in* J. Agard, J. Destombes et W. van Leekwijck, 1952, p. 119).

Les exsudations de soufre sont un autre phénomène caractéristique lié aux schistes noirs tendres ordoviciens (ref. fig. 25). Elles pourraient être formées grâce à la teneur de ces schistes en FeS_2 . Dans ce cas le fer de ce composé contribuerait à la formation des brèches ferrugineuses traitées plus haut.

Travertins

Les dépôts de travertins se situent d'habitude aux abords de sources localisées au pied du conglomérat, à la base du Trias. La calcite provient sans doute principalement des galets calcaires du conglomérat.

Citons ici quelques-uns de ces travertins: entre Iferd et tizi 'n Ferker Rih à l'Est de la piste; le travertin situé au-dessus Ouaouguejdit.

A l'Est de Bra on observe des masses importantes de travertins qui doivent leur existence aux précipitations à partir des eaux de sources surgissant des marnes triasiques.

Les calcaires géorgiens n'ont, chose étonnante, guère contribué à la formation de travertins. La petite masse, située à l'Ouest de talaat es Slempt en est peut-être tributaire, mais la proximité des conglomérats triasiques nous incite à ne pas formuler de conclusions péremptoires à cet égard.

Eboulis des pentes

Les éboulis de pente ne sont que très localement développés dans l'Ida ou Zal; il est impossible de les dater ou même d'établir une succession dans le temps. Sans doute les formes évoquent-elles d'anciens reliefs, actuellement rajeunis; c'est par exemple le cas à l'Est et à l'Ouest du j. Mzoug.

R. RAYNAL attribue les anciens dépôts de pente à des périodes périglaciaires. Au cours des pluviaux la formation des dépôts de pente était bien plus intense qu'au cours des interpluviaux: le gel prolongé en hiver favorisant leur formation.

Le démantèlement de ces dépôts a eu lieu durant les interpluviaux.

Une bande d'éboulis des pentes d'environ 3 m de puissance peut être observée le long du sentier entre tizi ou Ahmen Iferziden et le douar Tizi. Le pendage de ces éboulis est original.

Un glissement récent ou actuel s'est produit au-dessus de Farhel.

Habitat humain

Dans une petite grotte, située à la base du conglomérat triasique près de Tizi, nous avons découvert du charbon de bois et un fragment d'ossement provenant d'un niveau situé à 20 cm sous le sol actuel.

A l'Ouest de Tizi sur le j. Mzoug à l'altitude 1750 m on aperçoit un grand bloc de quartzite supporté par trois blocs plus petits. Le poids

du grand bloc peut être évalué à environ deux tonnes (fig. 50). Sa position actuelle est manifestement due au travail de l'homme. Ni l'origine ni le sens de cet ensemble ne sont connus des populations actuelles.

Des restes d'une enceinte, située sur le sommet Tigemmi ou Agadir, témoignent d'une occupation humaine ancienne.

Le minerai de fer d'Agadir ou Anzizen a été, au dire de la population, exploité par les Portugais.

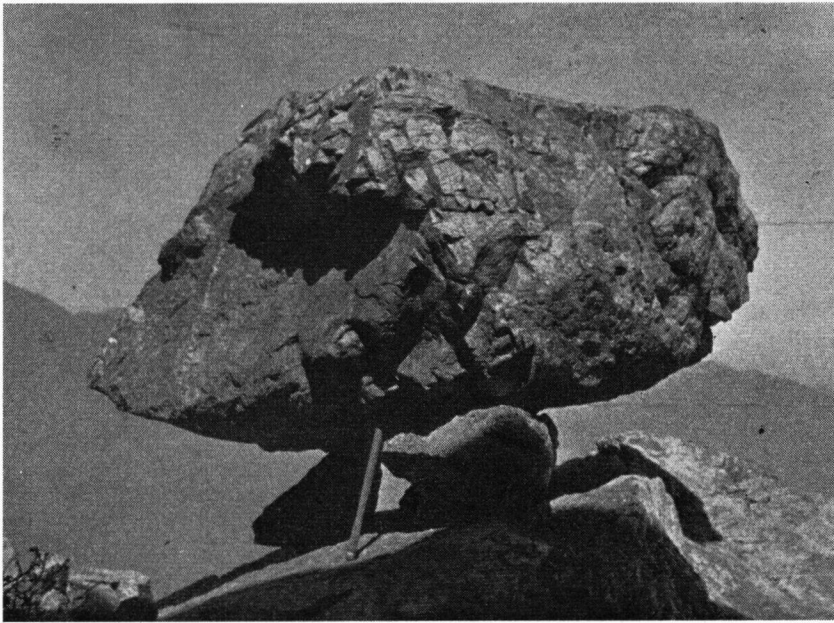


Fig. 50. Un bloc quartzitique d'un poids d'environ deux tonnes, posé sur trois petits blocs par „la main de l'homme". Sur le j. Mzoug en haut de Farhel.

Résumé

Des brèches ferrugineuses, rouges, recouvrent localement les schistes noirs tendres ordoviciens (Llandeilo). Leur formation n'est pas liée à une époque déterminée, elle se poursuit jusqu'à nos jours. Elles doivent leur existence au fer (FeS_2) provenant de ces schistes.

Des observations faites dans d'autres régions du Maroc les montrent également liées aux schistes tendres du Llandeilo.

Les exsudations de soufre sont développées exclusivement sur les schistes noirs tendres ordoviciens.

Les dépôts de travertins se sont surtout formés à la base du conglomérat triasique; il en existent aussi aux abords des sources surgissant les marnes triasiques.

L'éboulis des pentes n'est guère développé.

On retrouve des témoins d'un habitat ancien.

PARTIE II
PETROGRAPHIE

**LA SERIE VOLCANIQUE DE L'INFRACAMBIEN —
(ADOUDOUNIEN) PRESUME**

GENERALITES

L'Adoudounien (?) de l'Ida ou Zal affleure dans le versant SE du j. Ouaremkiken. Il est formé d'un paquet volcanique constitué de laves provenant d'épanchements sous-marins et de tufs (probablement résédimentés), le tout associé à du calcaire sédimentaire marmorisé de teinte blanche et bleu gris. La roche ignée domine fortement.

Le paquet volcanique est de teinte sombre, vert grisâtre avec quelques très rares couches de tufs (remaniés?) violets, au sommet — la roche violette ne forme pas de zones continues.

La région est trop restreinte pour permettre des déductions quant à la direction dans laquelle il faudrait rechercher le centre volcanique.

La littérature consultée ayant rapport à l'Ida ou Zal, ne fait pas mention de ce paquet volcanique.

L. NELTNER (1938, p. 94) et J. DRESCH (1941) signalent l'existence d'un centre volcanique infracambrien sur la bordure ouest du Bloc Oriental. Les notations Précambrien III et Infracambrien n'étaient pas fort bien définies à l'époque, c'est pourquoi l'Infracambrien de ces auteurs n'avait peut-être pas le même contenu qu'actuellement. Il n'est pourtant pas impossible qu'il s'agisse ici des traces d'éruptions reconnues sur le pourtour du Massif de Toubkal (G. Choubert 1956, p. 9).

G. CHOUBERT (1952, p. 98) mentionne le volcan infracambrien d'Alougoum situé sur le flanc sud de l'Anti-Atlas central. Les épanchements y sont formés d'andésites et de basaltes puis de trachytes accompagnés de produits d'éjection qui s'intéressent dans les „calcaires inférieures” cambriens.

LE PAQUET VOLCANIQUE DE L'IDA OU ZAL

Les laves et les tufs feront l'objet de paragraphes successifs.

Les laves — basaltes (?) et andésites (?) albitisés

Description macroscopique.

Roche d'épanchement vert grisâtre sombre, souvent vacuolaire dont les vides ont été remplis par de la calcite.

Les couches peuvent être continues, mais là, où elles sont associées à du calcaire sédimentaire la lave apparaît en fragments de quelques mm

jusqu'à quelques dm, incorporés dans la masse calcaire. On ne peut exclure la possibilité d'une fragmentation contemporaine de l'épanchement; nous interprèterions néanmoins plus volontiers cette fragmentation comme résultant de pressions tangentielles ultérieures, alliées au comportement plastique du calcaire; les roches plus rigides s'étant fragmentées. L'échantillon photographié montre fort bien cette sorte de cisaillement (fig. 51).

N.B. On pourrait y voir une analogie avec le phénomène décrit par L. U. DE SITTER (1956, p. 102), ayant affecté le couple calcaire-schiste.

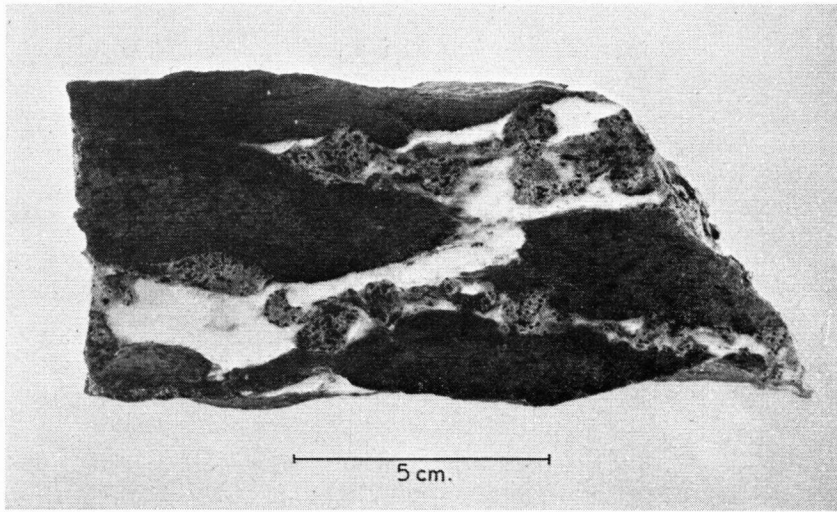


Fig. 51. Surface polie de la roche adoudounienne. Fragments de lave vert sombre entourés de calcaire marmorisé. Les taches claires — vert clair en réalité — sont des fragments dans lesquels l'épidote s'est développée.

Certains fragments et certaines bandes ayant été en contact étroit avec le calcaire, ont pris une teinte jaune vert. L'observation microscopique nous montre dans ces cas une forte épidotisation. La lave épidotisée est parfois légèrement imprimée dans la lave verte à chlorites, d'où on pourrait conclure à un comportement plus rigide de la première sous la contrainte de pressions tangentielles ultérieures.

Description microscopique (fig. 52).

Une texture fluidale peut parfois être reconnue.

Feldspath: La roche est constituée d'albite secondaire qui occupe 75 à 90 % de son volume; elle doit son existence à une saussuritisation de plagioclases plus basiques. On ne peut reconnaître la teneur originale des plagioclases en anorthite.

Le plus souvent on n'observe qu'une seule génération de microlites,

d. moyen 0.1 mm; dans certains cas il y a des phénocristaux — d. max. 2.5 mm —, qui forment parfois 15 à 20 % de la roche.

Produits d'altération: séricite, chlorite, carbonate.

Des sphérolites de feldspath avec de la chlorite au centre sont quelquefois présents — d. 0.2—d. 0.6 mm.

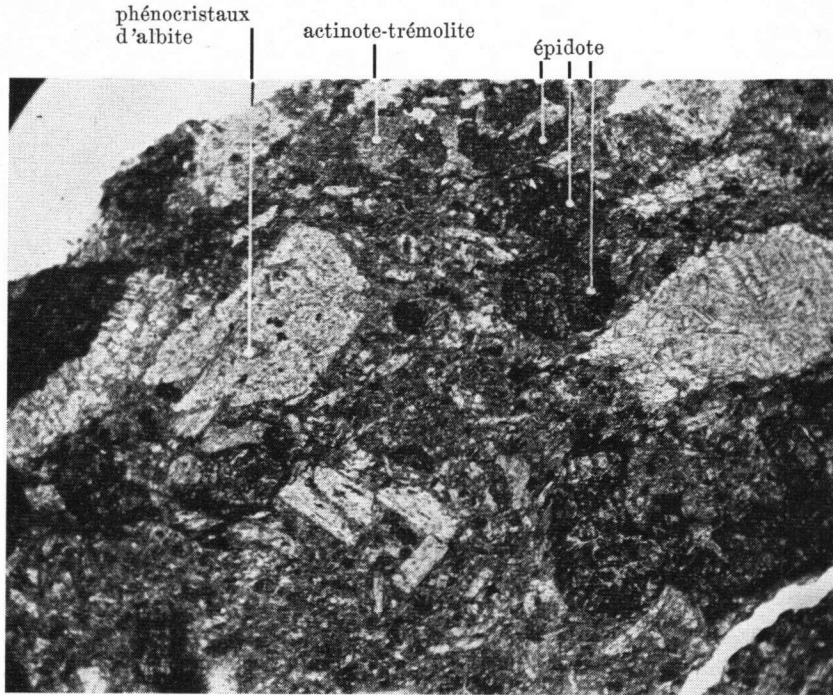


Fig. 52. La lave adoudounnienne: basalte(?) - andésite(?) albitisé.
Nicols //; V 25 X

Quartz: D'occurrence sporadique et toujours en fort petites quantités; cataclastique; d. moyen 0.5 mm.

Amphibole: l'Amphibole montre un $ng \wedge c$ de 20° , sa teinte est vert clair; il s'agit d'actinote-trémolite.

Ce minéral est secondaire, et se présente sous forme de petites fibres — d. moyen 0.1—0.3 mm — réparties au hasard dans toute la roche. De grands cristaux d'actinote-trémolite (d. max. 3 mm) peuvent se présenter. Ce minéral peut constituer jusqu'à 25 % de la roche, généralement il ne dépasse pourtant pas les 5 %. Ces minéraux peuvent contenir de la pennine (+), de la calcite, de la pistacite et de la clinozoisite. Une lame nous a montré une hornblende brune et pléochroïque située au centre d'un cristal d'actinote-trémolite; dans ce cas les deux minéraux montrent des extinctions strictement parallèles.

Groupe de l'épidote. La pistacite secondaire est parfois très fortement développée surtout dans certaines portions de laves qui sont au contact immédiat des calcaires. On l'observe dans le feldspath, dans l'amphibole et associée à la chlorite et aux minéraux opaques.

De la clinzoïsité secondaire; généralement associée à de la chlorite formée dans la masse du feldspath et souvent située dans l'actinotremolite.

Chlorite: Principalement de la pennine (+), parfois (—), disséminée au travers de toute la roche sous forme de produits d'altération et associée à de la calcite dans les veinules et les remplissages de vides. Il paraît que la chlorite se présente surtout là où il n'y a que très peu de pistacite.

Calcite: Comme produit d'altération et remplissage de vides elle peut former jusqu'à 10 % de la roche.

Les grandes masses sont d'origine sédimentaire.

Apatite: Sous forme d'aiguilles dans l'albite, parfois en arrangement radié.

Minéraux opaques: La leucoxène forme parfois 20 % du volume de la roche, plus généralement environ 5 %. Ce minéral est très souvent associé à la pistacite. Des squelettes de minéraux ferrifères sont imbriqués dans la chlorite, l'épidote et la calcite.

Il a déjà été fait mention de la teinte jaune vert de certaines portions de la lave vert sombre qui ont été au contact du calcaire, teinte due à une teneur élevée en épidote. (N.B. l'épidote est un minéral calcifère). Dans certains cas l'épidote ne s'est pourtant pas développée au contact du calcaire; nous ne savons comment interpréter ces différences de comportement. Un autre fait inexplicable est l'abondance plus grande de leucoxène et de minéraux opaques ferrifères dans la roche à épidotes que dans la lave à chlorites (fig. 53).

Les tufs (remaniés?)

Description macroscopique.

Roche gris vert (exceptionnellement violacée) lamellée, schistoïde, dans laquelle on peut observer des feldspaths et de petits fragments plus sombres.

La stratification peut être facilement reconnue sur le terrain grâce aux surfaces situées entre des passées de granulométrie différentes (ref. fig. 4). Dans certains cas la surface de schistosité a été fortement séricitisée, ce qui explique l'aspect phylliteux de la roche.

Description microscopique.

Il s'agit d'une roche fort peu homogène dont les principaux constituants sont l'albite, le carbonate et la chlorite. La stratification sédimentaire ne peut plus être décelée, ou alors avec les plus grandes difficultés.

Les lamelles correspondant à la schistosité ont une épaisseur de moins d'un mm. Le caractère non homogène de la roche se traduit le mieux par la présence de fragments — d. moyen 1 mm, d. max. 5 mm — d'albite associés en proportions diverses aux „minéraux opaques” et situés dans une pâte fondamentale d'albite, de carbonate et de minéraux ferrifères opaques qui découragent toute description. Les lamelles schistoïdes contiennent ces fragments.

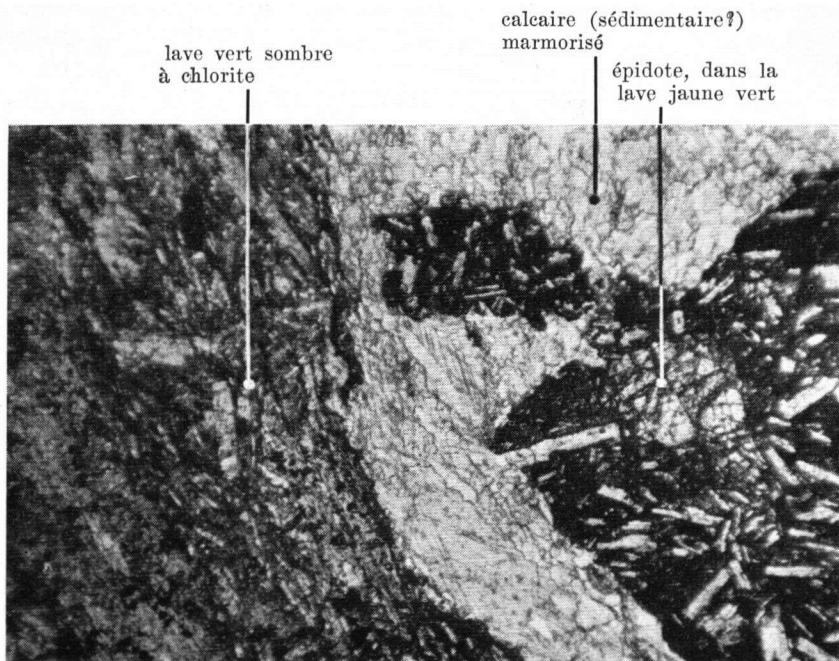


Fig. 53. Lave adoudounienne; lave à chlorite (g) et lave à épidote et à forte teneur de leucoxène (d), séparées par une bande de calcaire marmorisé, d'origine vraisemblablement sédimentaire

Lame mince provenant de l'échantillon figure 51.

Nicols //; V 43 X

Feldspath: Albite, généralement en microlites, d. moyen 0.1 mm. On observe parfois des cristaux, quelquefois fortement fragmentés et légèrement arrondis — d. moyen 0.4 mm, d. max. 1 mm.

Altération: séricite, carbonate et chlorite.

Quartz: Généralement assez peu représenté, mais formant parfois jusqu'à 45 % de la roche. Extinction très onduleuse; parfois cataclastique. D'origine sédimentaire.

Chlorite: Principalement de la pennine (+), mais également du clinocllore. Répartie à travers toute la roche, entraînées conformes à la schistosité.

Amphibole: Fibres vert clair d'actinote-trémolite, $ng \wedge c 20^\circ$; observées seulement dans quelques lames et toujours en petite quantité — d. max. 0.6 mm —.

Carbonate: Généralement d'origine sédimentaire, partiellement comme produit d'altération.

„*Minéraux opaques*”: Leucoxène et minéraux ferrifères.

Constituants accessoires: Micas, aiguilles d'apatite, épidote?

Résumé

La série volcanique de l'Adoudounien (?) affleure dans le versant SE du j. Ouaremkiken. Sa teinte est d'un vert grisâtre, sombre; au sommet on observe sporadiquement des passées discontinues de tufs (remaniés) violets.

Les laves proviennent d'épanchements sous-marins recouvrant parfois du calcaire; les tufs sont probablement resédimentés.

Le centre volcanique est inconnu.

Le paquet est épimétamorphique; les laves sont des roches d'épanchement plus basiques à l'origine ayant subis une albitisation; il s'agissait probablement de basalte et/ou d'andésite — des andésites et des basaltes sont signalés, entre autres, comme roche d'épanchement dans l'Infracambrien de l'Anti-Atlas (volcans d'Alougoum).

La lave se présente souvent sous forme de fragments inclus dans le calcaire. Il s'agit sans doute de roche d'épanchement cisaillée par des efforts tangentiels subséquents, compte tenu du comportement plastique des couches de calcaire intercalées; une fragmentation contemporaine de l'épanchement n'étant pourtant pas excluse.

Les laves sont essentiellement composées d'albite, surtout sous forme de microlites parfois de phénocristaux. Les minéraux secondaires sont principalement de la chlorite, de l'actinote-trémolite, et de l'épidote.

Au contact de la lave et du calcaire on observe parfois une teneur fort importante en épidote allant jusqu'à colorer la roche en jaune vert; dans ce cas la teneur en chlorite rétrograde fortement.

Les tufs (remaniés) ont subi une lamellisation schistoïde très prononcée. Dans ces roches les constituants principaux sont l'albite et la calcite, parfois accompagnés d'une teneur importante en grains de quartz détritiques.

LE PAQUET VOLCANIQUE GEORGIEN-ACADIEN

POSITION STRATIGRAPHIQUE

Un paquet volcanique est situé au-dessus du paquet de schistes calcarifères verdâtres auquel passe graduellement, vers le haut, le Géorgien sous son facies marbres-caleschistes.

Ce volcanisme ne peut être daté avec précision dans l'Ida ou Zal: d'une part la série stratigraphique tranquille, affleurant dans les versants du j. Ouaremkiken et du j. Tagararat, n'a pas fourni de faune tandis que, d'autre part, la signification stratigraphique des Trilobites trouvés dans certains chevauchements du même paquet est l'objet de discussion. Mme G. TERMIER, notamment, a cru pouvoir attribuer l'entièreté de la récolte à l'Acadien alors que P. HUPÉ croit pouvoir y reconnaître quelques formes géorgiennes. La présence de *Paradoxides bohemicus* BARRANDE provenant d'une intercalation aphanitique située dans les tufs remaniés est par contre confirmée par ces deux paléontologues.

Des tufs remaniés dérivant de ce même volcanisme affleurent près d'Amouslek dans l'Anti-Atlas — on n'y a pas reconnu de lave. D'après G. CHOUBERT (1956, p. 2735) le volcanisme n'aurait sévi qu'à la fin du Géorgien; lors d'une reconnaissance rapide que nous avons effectuée en 1955 nous avons pu nous également rendre compte de la présence de tufs remaniés dans de l'Acadien. L'analogie entre les tufs d'Amouslek et ceux des Ida ou Zal est frappante.

La série volcanique doit donc être datée fin Géorgien — début Acadien, Il semble raisonnable d'admettre que les épanchements ont eu lieu avant la résédimentation des tufs; il se pourrait donc que les laves ne dépassent pas le sommet du Géorgien.

Dans la coupe j. Ouaremkiken—j. Tagararat la série ne comporte que des intercalations de laves fort sporadiques. Un important paquet contenant de nombreuses mais souvent très minces couches de laves est situé dans la portion sud du j. Mzoug, immédiatement au Nord d'Agadir ou Anzizen. Comme on ne connaît pas la zone d'enracinement du chevauchement dans lequel se trouvent ces laves on ne peut localiser le centre volcanique.

Des arguments tirés de l'analyse tectonique nous incitent à admettre comme probable, un centre situé au SE de la région étudiée.

GENERALITES

Les laves sont des spilites typiques et répondent parfaitement au sens que plusieurs pétrographes modernes donnent à ce terme. Tant en ce qui concerne la définition de cette roche qu'au sujet des considérations entourant le „problème de la genèse des spilites” nous nous inspirerons ci-dessous surtout de l'étude récente de G. C. AMSTUTZ (1954) qui traite d'une façon

approfondie de ce type de roche d'épanchement telle qu'elle se présente dans le Verrucano suisse.

AMSTUTZ (p. 23) définit la spilite comme une roche d'épanchement formée de 40 à 90 % d'albite primaire et de 0 à 50 % de chlorite également primaire alternant avec les minéraux ferrifères et parfois accompagnées d'épidote, de calcite et de minéraux titanifères. Les kératophyres lui sont étroitement apparentés; ce sont des roches de même genre que la spilite mais un peu plus acide.

Quelques aspects de la genèse des spilites

Des discussions ayant trait à la formation primaire ou secondaire de l'albite et de la chlorite des spilites ont déjà fait couler beaucoup d'encre. Quoique nous n'ayons pu pousser l'étude de ce problème suffisamment loin, nous croyons devoir admettre l'opinion d'AMSTUTZ et de beaucoup d'autres (e. a. W. N. BENSON — 1915, E. NIGGLI — 1944, A. J. VAN OVEREEM — 1948, M. VAUGNAT — 1951, M. H. BATTEY — 1956), qui sont d'avis que, dans le cas des spilites proprement dites, l'albite et (pour la plus grande part) la chlorite sont en effet primaires. Il nous semble que la controverse autour du problème des spilites provienne surtout du fait de l'inclusion erronée dans ce genre de roches de laves albitisées épi-métamorphiques et de leur description sous le nom de spilites.

Dans l'Ida ou Zal les deux genres de laves à albite coexistent; fait intéressant du point de vue du problème évoqué ci-dessus. Les laves de l'Adoudounien dont il a été question plus haut nous semble devoir être interprétées comme des roches d'épanchement assez basiques albitisées par épi-métamorphisme et ce contrairement aux spilites qui nous occupent ici. L'habitus de ces deux roches est totalement différent. Les spilites ont un aspect caractéristique, il suffit pour s'en convaincre de comparer les figurations et descriptions des différents auteurs — BENSON, NIGGLI, AMSTUTZ — qui ont étudié cette roche: la similitude est frappante.

Pas plus qu'AMSTUTZ nous ne nous prononcerons sur l'alternative d'une genèse strictement primaire de l'albite et de la chlorite opposée à une genèse due à l'autométamorphisme nourri par des solutions résiduelles. Selon AMSTUTZ, et nous partageons ses vues, il ne peut, d'autre part, être question d'une albitisation et d'une chloritisation à grande échelle sous l'influence de facteurs étrangers à la mise en place.

En nous inspirant toujours de l'auteur précité nous signalerons quelques similitudes caractéristiques entre les spilites du Verrucano suisse et celles de l'Ida ou Zal.

La chlorite et l'hématite sont interchangeable dans cette roche. Ces deux minéraux se remplacent si bien qu'on connaît tous les passages des spilites à chlorites (presque pures) aux spilites à hématites (presque pures) — la couleur de la roche trahit sa composition et passe parallèlement du vert au violet via une teinte vert-de-gris (Amstutz, p. 24). De très petites quantités de chlorite secondaire ont pu se développer dans l'albite; ce feldspath reste néanmoins étonnamment frais.

La roche ne contient pas de verre (Amstutz, p. 27); H. HENTSCHEL 1953, p. 238) est d'avis que la chlorite se serait formée au dépens du

verre. Les spilites que nous avons pu étudier ne nous ont fourni aucun argument dans ce sens.

La structure en amande est caractéristique de ces roches (AMSTUTZ, p. 35). Les spilites à chlorites étant fort rares dans l'Ida ou Zal, nous n'avons pu vérifier les observations d'AMSTUTZ qui affirme que ces structures sont plus développées dans les spilites à hématites. Les remplissages des vacuoles des spilites à hématites et à chlorites ne sont pas aussi différentes que cet auteur l'a suggéré.

Il nous semble qu'il n'y a pas de différence marquée entre les teneurs en phéno cristaux des deux types de spilites.

Il nous faut attirer l'attention sur la forte teneur en Ti des spilites à hématites en l'absence de minéraux titanifères reconnus. BENSON (p. 139) — 2.66 %, NIGGLI (p. 263) — 1.20 %; VAN OVEREEM (p. 69) — 2.22 %, AMSTUTZ (p. 77) — 1.5 %, spilites à hématites de l'Ida ou Zal, — 2.20 % (analyses de Mlle L. BIK, Institut de Géologie, Leyde). NIGGLI (p. 262) attribue la teinte violette de cette roche à sa teneur en Ti.

Mode d'épanchement

Ajoutons encore quelques considérations à propos du mode d'épanchement. Beaucoup de spilites et parmi celles-ci, celles de l'Ida ou Zal, font partie d'épanchements sous-marins. La compaction des sédiments est extrêmement faible sur les fonds marins: on passe de bas en haut, de couches sédimentaires plus ou moins consolidées à une eau de faible turbidité, par l'intermédiaire de boues diversement imbibées d'eau. On admet depuis longtemps que bien des laves sous-marines ont été mises en place sous forme d'intrusion dans des sédiments faiblement compactés — GEIKIE et HARKER cités par BENSON (p. 123). Cette opinion a été récemment reprise par M. VAUGNAT (1952, p. 57) qui la ramasse en ces termes: „Vaut-il mieux parler d'intrusion dans la mer, ou d'épanchement dans les boues?”.

Le caractère intrusif des spilites peut être invoqué dans l'interprétation d'observations faites dans l'Ida ou Zal — on retrouve des observations analogues faites, entre autres, par BENSON (p. 558) — et portant sur l'absence d'une limite tranchée entre laves et couches sédimentaires (tufs remaniés).

Seuls les spilites à hématites montrent parfois, d'après AMSTUTZ, une structure bréchoïde due à l'épanchement lui-même (p. 94); nous avons pu constater la même chose dans l'Ida ou Zal (fig. 54). AMSTUTZ croit qu'il s'agit en ce cas d'une véritable loi.

Le terme d'épanchement doit être compris ici dans le sens d'un étalement sur et dans les couches supérieures boueuses d'un fond marin, où la cohérence est suffisamment faible pour permettre la formation d'une brèche contemporaine de l'étalement (autobrecciation).

BENSON est d'avis que les tufs ont également un caractère intrusif, du moins en certains cas (p. 569). Nous n'avons pas découvert d'arguments en ce sens dans notre région.

L'intrusion, mode d'épanchement suggéré ici, implique que la durée et l'intensité du volcanisme ne peuvent être déduites de la puissance du paquet comportant des laves. Si l'on tient compte de l'occurrence sporadi-

dique des laves datant de cette période volcanique — on ne les a pas encore reconnues dans d'autres régions du Maroc — il semble probable que les épanchements ont été assez restreints tant en ampleur qu'en durée au cours de la période volcanique géorgienne-acadienne.



Fig. 54. Structure brècheoïde de la lave spilitique à hématite au N d'Agadir ou Anzizen

LE PAQUET VOLCANIQUE DES IDA OU ZAL

Les laves (spilites) à hématite et à chlorite

Description macroscopique.

Roche d'épanchement de texture amygdaloïde et de teinte verte à violette; entre ces deux teintes on peut observer une gamme intermédiaire.

Sur une cassure fraîche on voit de petits cristaux de feldspath et on peut observer que le remplissage des vacuoles est constitué de calcite, de quartz et de chlorite. Ce remplissage a disparu sur les surfaces altérées.

La lave violette est très résistante et de densité élevée en raison de son importante teneur en „minéraux”.

Description microscopique.

Roche d'épanchement porphyrique à texture fluidale.

Feldspath: La roche est composée de 45 à 80 % d'albite; on observe presque toujours deux générations: environ $\frac{1}{3}$ de l'albite sous forme de

phénocristaux hypidiomorphes — d. moyen 0.7 mm —, le reste sous forme de microlites idiomorphes — d. moyen 0.1 mm — (fig. 55).

Il y a étonnamment peu de produits d'altération de l'albite, qui est remarquablement fraîche et translucide.

Une étude des phénocristaux d'albite par la méthode de FEDOROW indique, pour une spilite à hématite, une teneur moyenne en anorthite de $6\frac{1}{2}\%$, et pour une spilite à chlorite une teneur moyenne de $7\frac{1}{2}\%$ (analyses L. VAN DER PLAS).



Fig. 55. Spilite à chlorite. Aspect caractéristique de la roche.
Nicols \times ; V 43 \times

Chlorite: La pennine est très fortement développée dans les spilites vertes, où elle peut occuper jusqu'à 40 % du volume; la biréfringence est remarquablement faible. Ce minéral s'est développé dans les vides interstitiels, entre les baguettes d'albite; à une exception près, l'étude des spilites à chlorite n'a livré aucune observation significative quant à la transformation du feldspath en pennine.

La chlorite est également très abondante dans le remplissage des vacuoles et ce, tant dans les spilites à chlorite que dans celles à hématite. Ces dernières ne contiennent que fort peu de chlorite en dehors des remplissages.

Minéraux opaques: Les minéraux opaques sont surtout fortement développés dans les spilites violettes où ils peuvent occuper 40 % du volume total. Il s'agit probablement exclusivement d'hématite légèrement titanifère.

Ce minéral occupe les vides interstitiels entre les baguettes d'albite. Si nous faisons abstraction de la chlorite, faisant partie du remplissage des vacuoles, on peut dire que l'hématite joue, dans les spilites violettes, le même rôle que la chlorite dans les spilites vertes.

Les spilites à chlorite peuvent contenir jusqu'à 5 % de minéraux opaques.

Quartz: Le quartz est un des constituants accessoires de certaines spilites vertes; il s'agit peut-être déjà de k ratophyres. Le quartz est généralement associée à des carbonates.

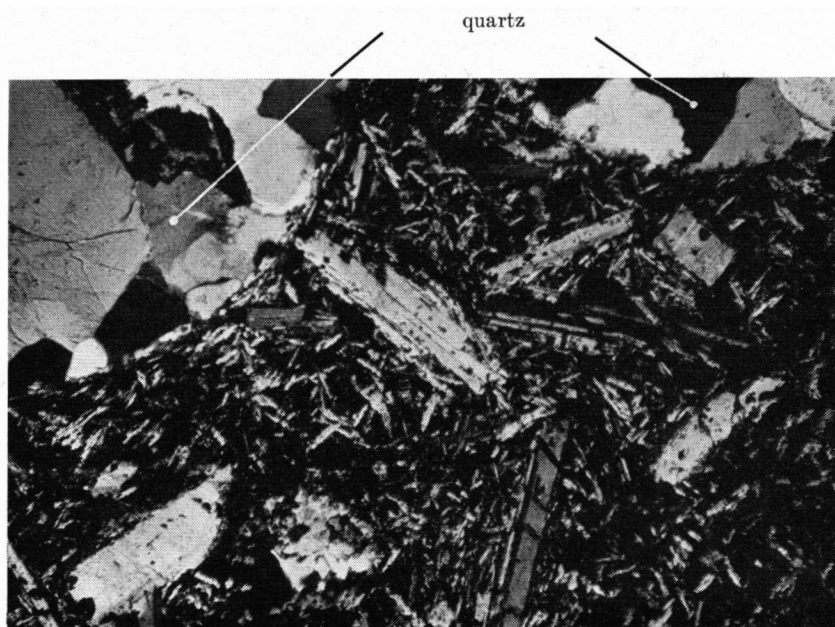


Fig. 56. Vacuoles remplies de quartz dans une spilite   hématite.
Microlites rangés parallèlement au bord des vacuoles.
Nicols X; V 50 X

Il est possible que quelques spilites (k ratophyres?) violettes contiennent également du quartz mais dans ce cas il y serait masquée par l'abondance du minéral opaque.

Le quartz est un des constituants du remplissage des vacuoles aussi bien dans le cas des spilites   hématites que des spilites   chlorites.

Dans certains cas le quartz possède une extinction faiblement onduleuse.

Vacuoles: Les vacuoles peuvent occuper 40 % du volume de la roche; généralement environ 15 % — d. moyen 2.5 mm.

Les microlites d'albite sont rangés parallèlement au bord des vacuoles (fig. 56).

Remplissage: pennine (+) et peut-être un peu de clinocllore, quartz, carbonates et dans deux cas un peu de feldspath (vraisemblablement de l'albite) (fig. 57) sans altération aucune.

feldspath (albite?)

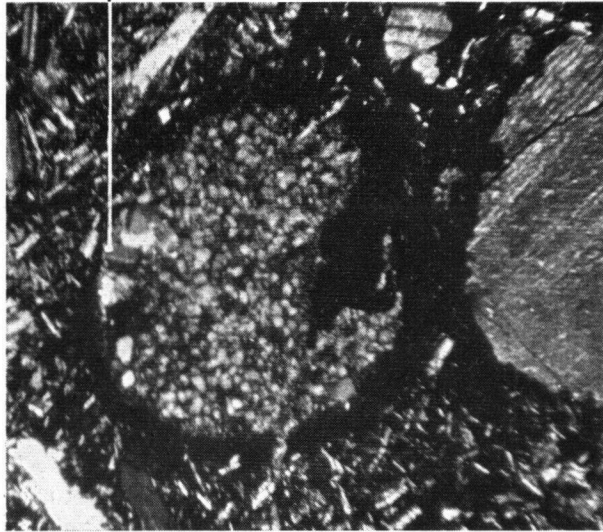


Fig. 57. Un feldspath (de l'albite?) de néoformation dans une vacuole remplie de chlorite.

La chlorite y est surtout lamellaire, les lamelles étant perpendiculaires au bord des vacuoles (fig. 58). Ces dernières sont bordées par le minéral opaque: il y a concentration de ce minéral autour des vacuoles. De petites fissures traversant la roche montrent un remplissage analogue à celui des vacuoles.

Si l'on se rapporte à l'habitus du remplissage il semble qu'on pourrait admettre l'ordre de cristallisation suivant comme le plus probable: chlorite — quartz et feldspath — carbonate.

Les tufs remaniés

Description macroscopique.

Sédiments de teinte verte à violette, parfois conglomératiques avec galets d'un d. max. de 7 mm; généralement grossiers et montrant une texture d'arénite.

Le „graded bedding” est nettement apparent.

Description microscopique.

Les galets de la roche conglomératique sont des fragments de spilites à hématites; il s'agit donc en fait d'un tuf de lapilli remanié.

Les fragments de spilites — d. moyen 2 mm — existent également

dans la roche à granulométrie d'arénite, ils y passent pourtant à l'arrière-plan. La masse de cette roche est surtout formée de fragments d'albites de dimensions variables, qui nous montrent différents stades de transformations en séricite, chlorite et carbonate; les éléments proprement sédimentaires y sont accessoires.

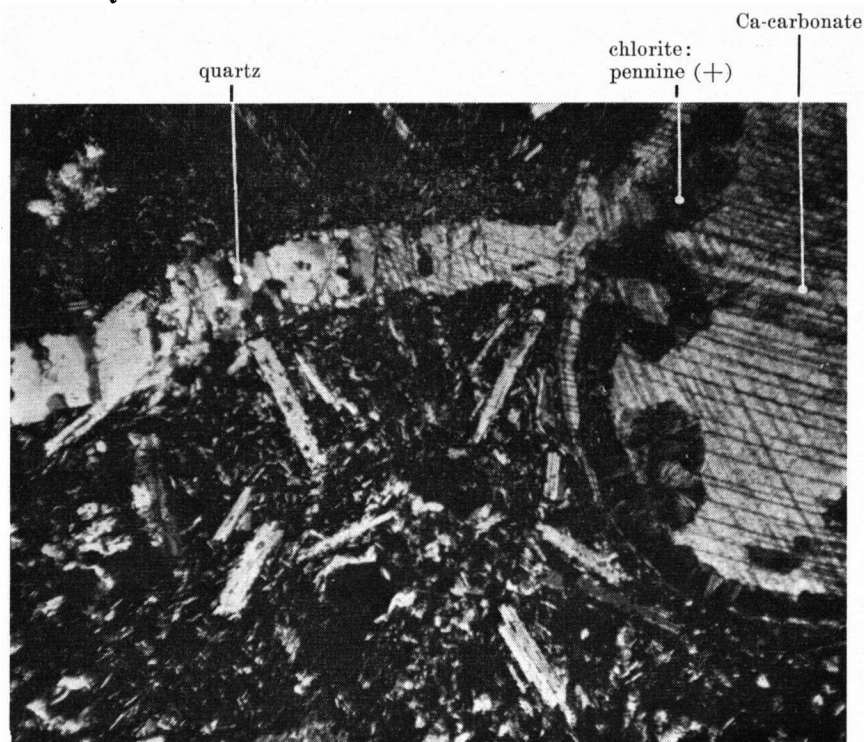


Fig. 58. Remplissage de vacuoles et de fissures d'une spilite à chlorite.
Nicols \times ; V 40 \times

La roche prend une teinte verte ou violette d'après les proportions de chlorite et d'hématite. La chloritisation est, partiellement, postérieure au dépôt.

Le quartz est généralement un constituant tout à fait accessoire; les fragments sont sensiblement de même taille que ceux des feldspaths et plus ou moins arrondis.

Les fissures peuvent être remplies de quartz ou de carbonate (fig. 58).

Les „tufs” aphanitiques remaniés

Description macroscopique.

Les tufs remaniés s'intercalent tant latéralement que verticalement dans des sédiments aphanitiques de teinte violette à verte.

C'est son imbrication dans les tufs remaniés qui nous a fait inclure

ce sédiment aphanitique dans le paquet volcanique et qui nous a décidé à le dénommer „tuf” aphanitique remanié.

On n'observe que rarement une stratification dans ces „tufs”.

Description microscopique.

La masse fondamentale contient une forte proportion de minéraux phylliteux, mais sa constitution ne peut être précisée plus avant. Elle contient sporadiquement des fragments classiques de quartz et d'albite — d. max. 2 mm, d. moyen 0.05 mm. On y observe une chloritisation postérieure au dépôt.

La teinte de la roche est déterminée par les teneurs relatives en hématite et en chlorite: respectivement violette et verte.

Des fissures sont soulignées, dans la roche violette, par une teinte verdâtre. L'étude microscopique nous fait supposer que ce changement de teinte est dû à l'élimination de l'hématite; la chloritisation a en effet également affecté la roche violette où le changement de teinte prévisible est pourtant masqué par la présence d'hématite.

Résumé

Un paquet volcanique est situé dans le sommet du Géorgien et la base de l'Acadien. Ces corrélations stratigraphiques sont fondées en partie sur des analogies avec les affleurements de la région d'Amouslek dans l'Anti-Atlas.

Le paquet est constitué de quelques laves et d'une grosse masse de tufs remaniés et de „tufs” aphanitiques remaniés.

Les laves sont des spilites typiques — suivant le sens attribué actuellement à ce terme — composées presque exclusivement d'albite primaire et d'hématite (spilites à hématite) cette dernière étant interchangeable avec de la chlorite également primaire (spilites à chlorite). Les premières sont bien plus abondantes; on observe des compositions intermédiaires. Les laves sont généralement vacuolaires.

La haute teneur en titane, démontrée par des analyses, est remarquable.

Les laves proviennent d'épanchements sous-marins et se sont généralement insérées dans un sédiment non consolidé, au fond de la mer. Les brèches sont probablement le fait d'épanchements s. s.

Les tufs remaniés et les tufs à lapilli — violets ou verts suivant les proportions relatives d'hématite et de chlorite — ne contiennent que fort peu d'éléments sédimentaires proprement dits. Le „graded bedding” est un phénomène caractéristique.

Un sédiment aphanitique est intercalé entre les tufs remaniés auxquels il passe latéralement et qu'il remplace graduellement vers le haut. Considérant l'imbrication de cette roche dans les tufs remaniés et sa composition minéralogique nous l'avons dénommée „tufs” aphanitiques remaniés; sa teneur en éléments sédimentaires proprement dits est considérable.

LE FEUILLET INTRUSIF HERCYNIEN

GENERALITES

Une roche ignée leucocrate affleure sous forme de feuillet intrusif à l'extrême SE de la région étudiée — c'est là déjà la région de la tribu des Mentaga. Le douar de Sidi Idir est entièrement situé sur cette intrusion; c'est pourquoi elle sera désignée dorénavant comme „feuillet intrusif de Sidi Idir”.

Nous n'avons exploré que l'extrémité ouest du feuillet, c'est pourquoi nous ne pouvons pas circonscrire l'affleurement; d'après la carte de J. DRESCH (1941) il s'étendrait, en direction E—W, sur une distance de 15 km, sa plus grande largeur étant de 1 km.

Le feuillet est limité au S par la grande faille quasi E—W qui sépare, au pied du j. Ouaremkiken, la zone axiale (au Nord) de la zone sub-atlasique (au Sud), telles qu'elles ont été définies dans les Ida ou Zal. Ce feuillet intrusif est recouvert par le paquet qui a été dénommé „série de base” de l'Infracambrien (Adoudoumien) présumé, dans la partie stratigraphique.

L'époque de la mise en place du feuillet intrusif ne peut être déterminée sur place, mais nous admettons, par analogie avec d'autres phénomènes du même genre reconnus dans le Haut Atlas, qu'il est syncinématique de l'orogénèse hercynienne¹¹⁾.

Ni le feuillet proprement dit, ni la zone de contact avec les roches encaissantes n'ont été soumis à une étude systématique; nous avons dû nous contenter d'observations plutôt sporadiques.

A l'extrémité ouest de ce feuillet, à quelques dizaines de mètres de son contact avec la „série de base” on peut observer, dans la roche ignée, des roches sédimentaires, parmi lesquelles figurent quelques lentilles calcaires marmorisées. Il s'agit donc ici d'un fragment du toit enclavé dans l'intrusion, i. c. un pendentif.

Sur le terrain on peut observer que le feuillet se différencie en une masse principale de teinte claire, recoupée de dykes plus sombres; ils n'ont pas été reportés sur notre carte géologique.

L'étude microscopique de la masse principale nous montre une autre différenciation: elle semble être composée d'une albitite quartzifère (l'albite doit y être interprétée à notre sens comme un plagioclase calcique albitisé) et d'une albitite s. s. également formée par albitisation. Les deux types de roches ne peuvent être distingués sur le terrain qu'avec peine; c'est pourquoi nous n'avons pas remarqué cette différenciation avant d'avoir eu l'attention attirée par l'examen microscopique.

¹¹⁾ H. TERMIER (1936, p. 1438) date les intrusions granitiques des batholites, situés au Maroc central et au Moyen Atlas septentrional, de la période postviséenne-préautunienne, soit après la phase asturienne de STILLE.

La plupart des dykes de teinte sombre sont cryptoeristallins et de texture grenue; un dyke porphyrique a été observé.

La présence d'albitite a récemment été signalée à plusieurs reprises.

Nous citerons ici l'étude de G. P. LEEDAL (1952, p. 52) ayant pour objet la „Cluanie igneous intrusion” en Ecosse. Il s'agit dans ce cas d'une granodiorite à plagioclase (An. 15), albitisée jusqu'à la composition An. 3—5. D'après LEEDAL cette albitisation aurait été provoquée par des solutions sodiques ascendantes qui se seraient déplacées dans des zones coupées d'un système compliqué de failles et de diaclases.

J. H. ALLAART (communication orale) a découvert de l'albitite dans la série de migmatite du Massif des Trois Seigneurs (Pyrénées). Dans ce cas on admet également l'hypothèse d'une albitisation par métasomatose due à des solutions ascendantes.

Bien que le problème n'ait pas été approfondi sur le terrain, il nous semble que l'hypothèse de la transformation d'une roche plutonique, contenant principalement du quartz et du plagioclase, en un albitite sous l'action des solutions ascendantes, ne peut être rejetée dans le cas du feuillet de Si. Idir.

H. et G. TERMIER (1945a, b, c) ont publié, dans une série de courtes notes, quelques caractéristiques du „granite” de Tichka situé à l'E des Ida ou Zal, qui pourrait servir d'élément de comparaison pour notre feuillet intrusif, et ce, tant par sa situation relativement rapprochée que par son âge hercynien. Au centre ces auteurs signalent une alternance très nette et presque régulière entre du granite et de la diorite (p. 35). Les filons sont généralement basiques (p. 65). Ailleurs, (p. 81), ces auteurs notent la présence de beaucoup de diorite quartzifère à hornblende, plus rarement à augite.

LES ROCHES IGNEES

L'albitite quartzifère

Description macroscopique.

Une roche endogène leucocrate parfois jaune grisâtre, parfois légèrement vert clair. On n'y reconnaît que quelques petits cristaux de plagioclase disséminés; la roche est mésocristalline et homogène dans sa texture.

Description microscopique (fig. 59).

Feldspath: Il s'agit d'albite séricitisée occupant de 75 à 80 % du volume de la roche. La dimension des grains est relativement constante — d. max. 1.4 mm, d. moyen 0.6 mm.

Les cristaux sont hypidiomorphes et plus ou moins imbriqués.

Quartz: 13 à 25 % de la roche. Le quartz est xénomorphe et apparaît sous forme de petits grains — d. max. 0.4 mm, d. moyen 0.2 mm. Leurs

formes et leur distribution rappellent les grains de quartz clastiques d'une roche sédimentaire.

Biotite verte: 4 à 7 % de la roche — d. moyen 0.4 mm.

Ce minéral a, pour la plus grande part, été transformé en chlorite principalement en pennine (+) et (—) et en épidote pléochroïque (orthite) — d. max. 0.3 mm. Suivant que la transformation a formé de la chlorite ou de l'épidote, la roche prendra la teinte légèrement vert clair ou jaune grisâtre déjà mentionnée lors de la description macroscopique.

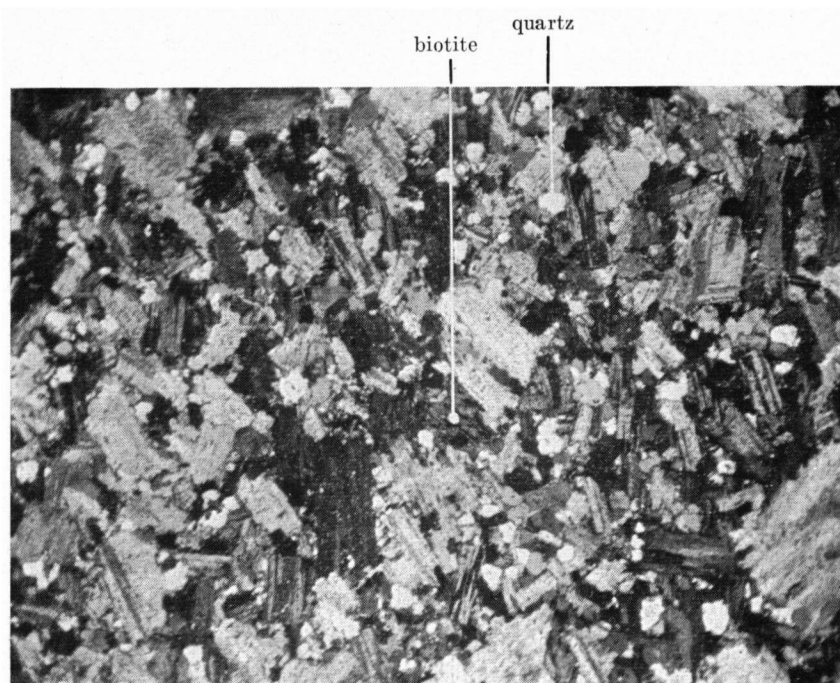


Fig. 59. L'albitite quartzifère à biotite.
Nicols \times ; V 22 \times

La biotite verte est généralement interprétée comme une forme riche en Fe, de basse température.

Minéraux accessoires: Apatite; généralement xénomorphe. Très peu de constituants opaques.

L'albitite s. s.

Description macroscopique.

Une roche endogène hololeucocrate légèrement vert clair à blanche. Mésocristalline, homogène dans sa texture. De-ci de-là on reconnaît de petits cristaux de plagioclase.

Description microscopique (fig. 60).

Feldspath: Le feldspath est de l'albite pratiquement pur qui constitue 90 à 95 % de la roche. La texture peut être grenue — d. max. 1.2 mm, d. moyen 0.6 mm — ou porphyrique avec des phénocristaux — d. max. 1 mm, d. moyen 0.4 mm — englobés dans une pâte formée de cristaux — d. moyen 0.15 mm.

Les cristaux sont panxénomorphes à hypidiomorphes et montrent une structure graphique.

La fraîcheur du minéral est frappante, la séricitisation est faible.



Fig. 60. L'albite s.s. de texture porphyrique.
Nicols \times ; V 23 \times

Biotite verte: Dans l'albite vert claire on observe quelques fragments respectés de biotite verte pléochroïque. La biotite, présente à l'origine, a presque entièrement été chloritisée. L'albite blanche ne contient pas de biotite verte mais bien un mica incolore disséminé en faible quantité à travers toute la roche — d. max. 1 mm.

Chlorite: Il s'agit surtout de pennine (+), mais on observe également du clinocllore. Le minéral est disséminé et occupe 5 à 7 % du volume de la roche — d. max. 0.6 mm, d. moyen 0.1 mm. A notre avis toute la chlorite doit être interprétée comme formée à partir de la biotite. L'albite blanche ne contient pas de chlorite.

Minéraux accessoires: Le rutilé — d. moyen 0.2 mm — est associé à la chlorite et probablement formé lors de la transformation de la biotite. Fort peu de constituants opaques.

Les dykes

La roche est essentiellement de la diorite albitisée à hornblende. Les dykes les plus nombreux sont de texture grenue; un seul dyke porphyrique a été observé.

Description macroscopique.

La teinte d'un cassure fraîche est gris sombre. La roche de texture grenue est mésocristalline; ses constituants ne peuvent être reconnus. Le dyke porphyrique contient des phénocristaux de plagioclase, disséminés sans ordre dans la roche. Les deux genres de roche contiennent des cavités — d. max. 6 mm — remplies d'épidote fasciculée et de chlorite.

Description microscopique.

Feldspath: Le dyke grenu contient de 80 à 85 % de cristaux d'albite non orientés — d. max. 1.2 mm, d. moyen 0.4 mm.

Le dyke porphyrique contient 25 à 30 % de phénocristaux d'albite hypidiomorphes (An. environ 8 %) — d. max. 18 mm, d. moyen 7 mm — dispersés au hasard. La pâte qui forme environ 60 % de la roche est formée de petits cristaux d'albite de dimension uniforme — d. moyen 0.1 mm. La séricitisation reste toujours discrète.

Biotite verte: Ce minéral n'a été retrouvé que dans les dykes porphyriques où il apparaît sous forme de reliques (3 %); dans les dykes grenus il semble avoir été transformé en chlorite.

La biotite — d. moyen 0.3 mm — est disséminée à travers toute la roche. On la retrouve en outre dans les phénocristaux de feldspath ainsi que dans les remplissages de vacuoles: il s'agirait dans ce dernier cas d'une genèse hydrothermale. La transformation a donné de la pennine (+); les bords des biotites respectées se sont parfois transformés (d'abord?) en une zone très étroite de pennine (—) — d. 0.03 mm.

Amphibole: 4 à 6 % de la roche. Il s'agit d'acinote-trémolite fibreuse, ng \wedge c environ 20°, formant parfois des agrégats — d. max. 1 mm —, généralement disséminés dans la roche — d. moyen 0.1 mm.

Elle est partiellement transformée en pennine (+); pour autant qu'on puisse en juger la décomposition des agrégats a progressé d'une manière centrifuge. Le minéral doit sans doute être interprété comme de genèse secondaire.

Vacuoles: Elles occupent environ 12 % de la roche — d. moyen 2.5 mm. Remplissage: bordé par de l'épidote (pistacite), du leucoxène et un minéral opaque; le remplissage principal se compose surtout de chlorite — pennine (+) — contenant de petits grains de pistacite. Des remplissages formés exclusivement d'épidote ont été observés. Les remplissages à base

de chlorite contiennent parfois de la biotite verte partiellement transformée en pennine (+).

Dans ce cas, on ne peut admettre que toute la chlorite se soit formée à partir de la biotite.

Minéraux accessoires: Minéraux opaques; 3 à 7% de la roche — d. moyen 0.05 mm.

Leucoxène; 2 à 4% — d. moyen 0.1 mm.

Epidote; jusqu'à 6% — d. moyen 0.3 mm: il s'agit de pistacite, pléochroïque dans les tons jaune fort et disséminée à travers toute la roche, formant parfois de grandes plages — d. max. 2 mm. Elle ne semble associée à aucun minéral, on l'observe aussi bien dans un agrégat de hornblende, que dans la pâte ou encore dans les remplissages de vacuoles.

Chlorite; jusqu'à 5%: il s'agit généralement de pennine (+); la pennine (—) est fort rare, il y a peut être un peu de clinocllore. La chlorite provient partiellement de la transformation de la biotite. Sa structure est „grenue” — d. moyen 0.04 mm — ou en éventail — d. moyen 0.3 mm.

Apatite; xénomorphe — d. moyen 0.2 mm — observée, e. a., en association avec de la biotite verte dans un phénocrystal d'albite.

Quartz; un agrégat. — d. 1 mm.

Résumé

L'extrémité ouest d'un feuillet intrusif hercynien de dimension 15 × 1 km dans la direction E—W, affleure à l'extrême SE de la région étudiée. Il s'agit d'une roche endogène leucocrate recoupée de dykes de teintes sombres. L'étude sur le terrain n'a malheureusement pas été très poussée et est restée limitée à l'extrémité occidentale du feuillet.

La masse principale se décompose, comme l'a montré l'analyse microscopique, en une albitite quartzifère à biotite et une albitite s. s. Nous supposons que l'albitite quartzifère, comme également l'albitite s. s., a été formée par albitisation d'une roche éruptive à plagioclase calcique sous l'influence de solutions métasomatiques ascendantes.

Les dykes sont des diorites albitisées à hornblende, généralement de texture grenue, exceptionnellement porphyrique.

LES FILONS DU J. MZOUNG

GÉNÉRALITES

Quelques courts filons affleurent dans le versant est du jebel Mzoug où ils traversent le paquet chevauché de l'Acadien gréseux probable à environ 125 m au-dessus de la surface de chevauchement séparant celui-ci du Géorgien (également chevauché) sous-jacent.

Les grès encaissants ont été soumis à une minéralisation dont ces filons sont vraisemblablement responsables. Nous les appellerons de ce fait „filons minéralisateurs” de manière à les distinguer des dykes. Ce type de filon et les phénomènes de minéralisation l'accompagnant n'a été retrouvé nulle part dans la région étudiée.

Leur allongement est parallèle aux couches encaissantes, c'est-à-dire, horizontal.

La majorité de ces filons — se continuant sur quelques dizaines de mètres — se situe dans une zone qu'on peut suivre sur une distance de 800 m dans le versant du j. Mzoug. On peut également observer un petit affleurement de ce type de filon près du plan de chevauchement Acadien/Gothlandien.

Il n'a pas été possible de déterminer si la mise en place du filon a eu lieu avant ou après le chevauchement. Les observations trop rapides faites à ce sujet ont fourni des renseignements contradictoires. D'une part on a retrouvé des fragments du filon dans une brèche tectonique probablement formée lors du chevauchement (fig. 61), tandis que, d'autre part, la roche éruptive semble incluse dans une zone qui n'a pas été dérangée par le chevauchement.

Le lien de cause à effet entre filon et minéralisation est extrêmement probable mais pas prouvé de manière définitive. La minéralisation n'a pas pu être datée, pas plus d'ailleurs que la mise en place du filon; des observations plus poussées pourront sans doute résoudre ces problèmes.

DESCRIPTION DES ROCHES

Dans les paragraphes suivants la roche filonienne et le grès minéralisé seront étudiés sous des rubriques séparées.

Le filon (épidiorite)

Description macroscopique.

Une roche éruptive légèrement teintée de verdâtre clair, parfois vacuolaire, où l'on reconnaît de petits cristaux de plagioclase et de pyrite; la roche contient du carbonate.

Une analyse chimique de la teneur en Fe et Ti a donné: 13.92 % Fe_2O_3 et 3.26 % TiO_2 (analyse de Mme C. DE SITTER—KOOMANS de l'Institut de Géologie à Leyde).



Fig. 61. Grès minéralisé contenant des fragments anguleux du filon minéralisateur.

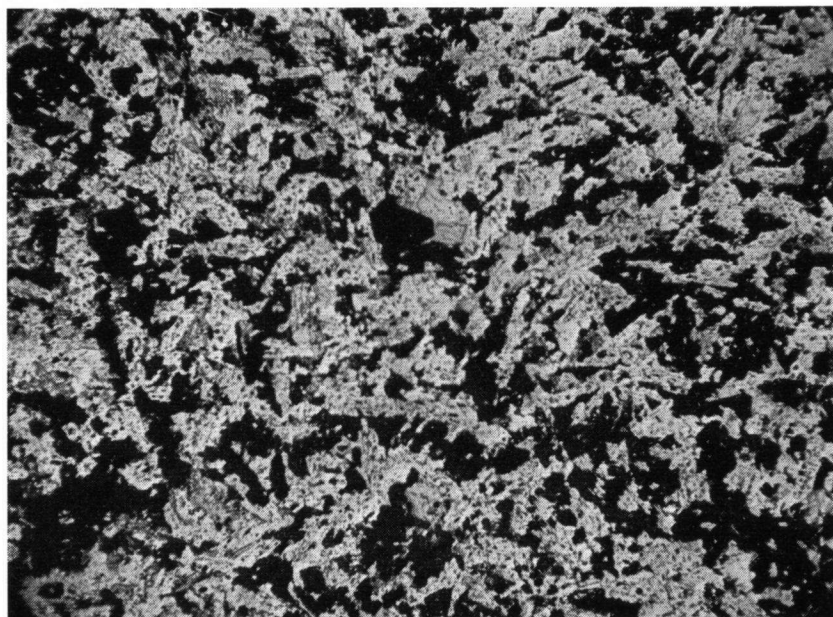


Fig. 62. Le filon minéralisateur dioritique; de l'albite et des minerais de fer.
Nicols //; V 24 X

Description microscopique (fig. 62).

Quoique la composition minéralogique de la roche ne soit guère différente de celle des dykes triasiques dont il sera question plus loin, elle présente un tout autre aspect.

Feldspath: L'albite occupe 70 à 90 % du volume. Il n'y a le plus souvent qu'une génération — d. moyen 0.1 à 0.7 mm; on note parfois la présence de phénocristaux qui peuvent former jusqu'à 15 % de la roche — d. moyen 2.5 mm. Ces phénocristaux contiennent parfois des inclusions de quartz.

L'albite de la pâte se présente souvent en cristaux xénomorphes et plus ou moins imbriqués.

Les cristaux ont quelques fois été l'objet de phénomènes de résorption. La séricitisation reste discrète; l'albite pourrait être primaire.

Chlorite: Ce minéral occupe jusqu'à 10 % de la roche.

Pléochroïsme brun vert, faible biréfringence; dans le cas présent il s'agit presque exclusivement de pennine (+).

Quartz: Est rarement présent et toujours en petite quantité. Ce minéral est souvent allié à l'albite sous forme d'une structure graphique; il forme également des inclusions dans les phénocristaux de feldspath.

Minéraux opaques: De la pyrite partiellement limonitisée.

La magnétite était à l'origine imbriquée dans la pyrite.

La limonitisation de la pyrite semble affecter de préférence les environs immédiats des inclusions de magnétite, c'est pourquoi la magnétite se retrouve maintenant exclusivement au sein de la limonite.

Il y a peu de chalcopyrite; on la trouve dans la pyrite et dans la limonite.

L'hématite forme des plages isolées et borde la magnétite. La genèse de ce minéral n'a pas encore trouvé d'explication satisfaisante.

Le titane révélé par l'analyse chimique est probablement partiellement associé à la magnétite (feuilletés eutectiques).

Minéraux accessoires: Carbonate, apatite, muscovite.

Remplissage des vacuoles: chlorite, mica et oxyde de fer. Le mica est faiblement pléochroïque dans les tons brun clair aux environs du minéral ferrifère; incolore ailleurs.

Le grès minéralisé

Description macroscopique.

Grès brècheïde fortement minéralisé. On y reconnaît l'hématite à sa raie et à son habitus cristallin; les plus grands cristaux sont idiomorphes — d. max. 4 mm —, les plus petits xénomorphes. Les zones minéralisés suivent parfois la stratification du grès.

Une analyse chimique de la teneur en Fe-Ti du grès nous donne 18.56 % Fe_2O_3 et 0.89 % TiO_2 (analyse Mme C. DE SITTER—KOOMANS).

Description microscopique (fig. 63).

Structure partiellement en mosaïque.

Grains de quartz élastiques — d. moyen 0.4 mm — souvent broyés et mélangés à des carbonates.

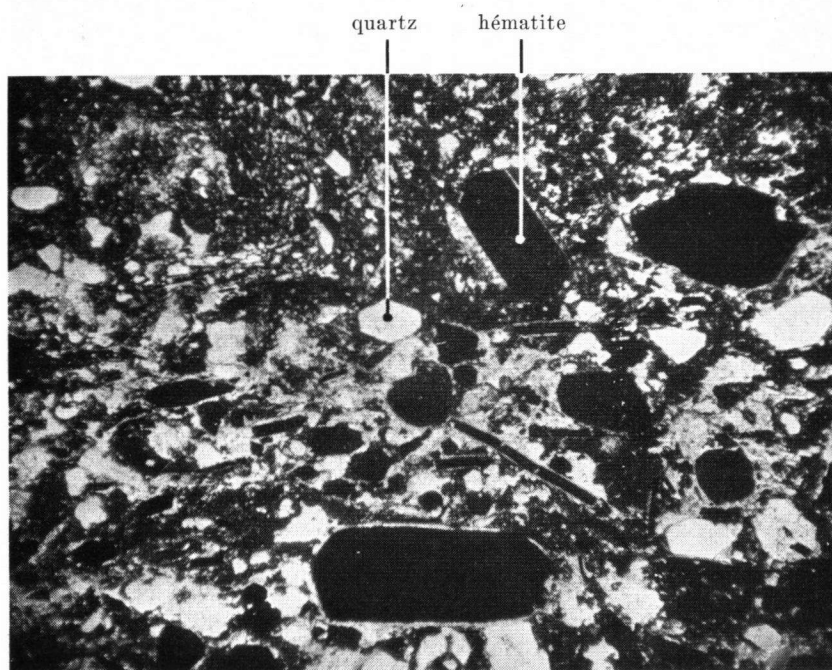


Fig. 63. Le grès minéralisé. Cristaux d'hématite idiomorphes dans le grès montrant une stratification sédimentaire.
Nicols //; V 24 X

Sporadiquement de l'albite élastique.

La pâte est constituée de quartz, de limonite, de mica et de chlorite (clinocllore). Le clinocllore peut être très fortement développé.

La muscovite peut être un constituant très important et occuper jusqu'à 70 % de la roche.

La biotite se rencontre aux environs de la limonite.

On observe de la tourmaline en baguettes — d. max. 0.6 mm. Ce minéral attire surtout l'attention là où il s'est développé dans les grains de quartz.

De l'apatite xénomorphe est développée e. a. dans le quartz.

Minéraux opaques: L'hématite y occupe la première place; les

grands cristaux sont idiomorphes parfois maclés. A la bordure on observe de-ci, de-la un faible développement de rutile.

Mentionnons encore la pyrite, rarement idiomorphe à l'origine, toujours xénomorphe actuellement, et soulignée par une frange de limonite amorphe ou de goethite.

De petites écailles de goethite peuvent également être présentes.

Résumé

Un filon ayant très probablement provoqué des phénomènes de minéralisations est situé dans le flanc est du j. Mzoug. Ni la mise en place du filon, ni la minéralisation n'ont pu être datées.

Le filon est constitué d'épidiorite. Il contient assez bien de „minerais”: environ 14 % d' Fe_2O_3 et 3 % de TiO_2 .

Vue au microscope la roche de ce filon présente un tout autre aspect que celui des dykes triasiques à traiter plus loin.

Le grès minéralisé contient environ 19 % d' Fe_2O_3 et 1 % de TiO_2 ; l'oxyde est de l'hématite souvent idiomorphe.

La muscovite est souvent très fortement développée.

Il s'est formé un peu de tourmaline.

LES DYKES TRIASQUES

GÉNÉRALITÉS

La région étudiée est recoupée par un grand nombre de dykes, généralement de direction septentrionale, dont l'épaisseur varie entre 1 dm et quelques m.

Bien que la composition minéralogique actuelle soit variable d'un dyke à l'autre il semble néanmoins justifié d'interpréter ces différents dykes comme faisant partie d'un seul système.

Quelques dykes pénètrent dans la base conglomératique du Trias



Fig. 64. Un dyke pénétrant dans la base conglomératique du Trias au NE de Tiz.

au NE de Tizi (fig. 64); à l'E et au SE de Sanaga on peut en observer traversant les grès et marnes rouges du Trias. Ces dykes ne semblent jamais pénétrer le Jurassique susjacent (communication orale de R. AMBROGGI — Service géologique du Maroc); c'est pourquoi leur mise en place doit s'être effectuée au Trias. Une relation entre cette mise en place et le volcanisme de la fin du Trias semble s'imposer.

La mise en place des dykes s'est généralement faite le long de surfaces offrant une résistance amoindrie. Dans les schistes „demi-deuil”

de l'Ordovicien, les dykes suivent pratiquement toujours les plans de stratification. Ceci apparaît fort clairement sur la carte — un exemple frappant a été repéré à l'E d'Ida ou Mérouane. Dans le série des mabres-calcschistes du Géorgien, affleurant dans le versant nord-ouest du j. Ouaremkiken la plupart des dykes sont parallèles au clivage (fig. 65); quelques-uns d'entre eux pourtant, plus particulièrement au sommet de ce paquet, ont été mis en place conformément à la stratification (fig. 66). Ailleurs, là où ni le clivage ni la stratification ne sont apparents dans les roches encaissantes — par exemple dans l'Acadien broyé aux environs de Zarhenrhin — les dykes sont généralement verticaux et de direction N—S ce qui correspond à la direction des éléments tectoniques en cet endroit.

Des phénomènes de métamorphisme de contact, affectant les roches encaissantes, n'ont pas été observés sur le terrain. Les inclusions de roches sédimentaires ne semblent pas non plus avoir été affectées, pour autant qu'on puisse en juger après un examen macroscopique. Ces intrusions semblent donc bien s'être installées à basse température.

Seules les dykes les plus épais présentent des „chilled margin”.

Il est à remarquer qu'il existe une forte concentration de dykes dans l'Acadien des environs de Zarhenrhin et dans le Géorgien du versant NW du j. Ouaremkiken, où ils se sont développés comme des vrais essaims.

A notre connaissance la littérature traitant du Maroc ne fait pas mention de l'existence de dykes d'âge triasique indubitable.

H. TERMIER (1936, p. 1484) signale un dyke situé au Maroc central près de Sidi Bou Abbed, qu'il interpréterait comme d'âge carbonifère, tout en considérant qu'une mise en place au Trias demeure dans le domaine du possible. Il s'agit d'une dolérite ophitique composée d'andésine partiellement albitisée et saussuritisée, d'hornblende secondaire, de beaucoup d'épidote formée sans doute à partir de l'augite, de beaucoup de magnétite et accessoirement de titanite, de quartz et de chlorite.

D'autres dykes (dont la composition minéralogique se rapproche pourtant fortement de celle des dykes des Ida ou Zal), semblent s'être installés pendant le Carbonifère dans la région du Maroc central.

DESCRIPTION

Les dykes

Les dykes triasiques sont essentiellement d'(épi)diorites à augite, olivine (*p.p.*) et hornblende (*p.p.*) contenant de la biotite.

Description macroscopique.

Une roche ignée d'un gris sombre légèrement verdâtre, mésocristalline, grenue ou porphyrique avec phénocristaux de feldspath, de pyroxène et de biotite; les cristaux de feldspath peuvent atteindre une dimension de 6 cm (dyke au SE de Tizi). La teinte gris sombre de la roche n'apparaît que dans les cas où celle-ci est fraîche et n'a pas subi d'albitisation. Les dykes albitisés sont légèrement ou beaucoup plus clairs que ceux à plagioclases plus basiques. Les bords altérés des dykes sont de teinte claire dans les tons gris ou bruns.

Certains dykes sont totalement ou partiellement vacuolaires avec des

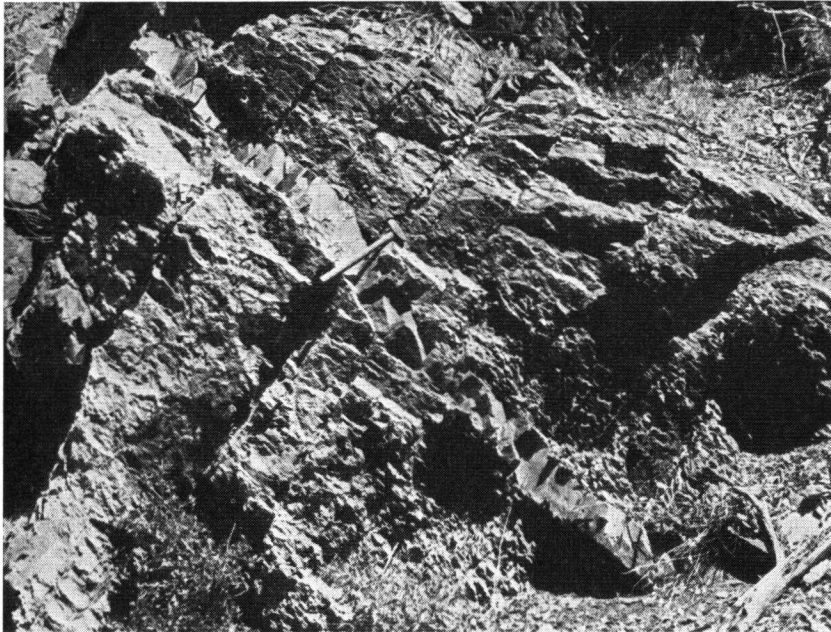


Fig. 65. Un dyke conforme au clivage du Géorgien *s.s.* dans le versant NW du j. Ouaremkiken.



Fig. 66. Un dyke conforme à la stratification du Géorgien *s.s.* (marbres-calcschistes) dans le versant NW du j. Ouaremkiken au SE d'Itorra.

remplissages de carbonates et de limonite. Dans certains cas de roches partiellement vacuolaires les vacuoles sont réparties en deux zones situées à égale distance et parallèlement aux roches encaissantes, p. e. dans quelques larges dykes situés au fond de l'oued, au Sud d'Itorra. Les vacuoles y sont de taille variable, les plus grandes étant plus rapprochées du milieu du dyke. Dans d'autres cas il arrive que les vacuoles soient étirées dans la direction du dyke.

Les cristaux de feldspath sont généralement orientés.

Un dyke de composition très hétérogène a été repéré dans le versant sud du contrefort du j. Ouaremkiken; il est situé dans le Géorgien, tout contre la faille séparant celui-ci de l'Oroviçien. La roche „habituelle” contient des concentrations lenticulaires „inhabituelles” de grands cristaux panxénomorphes de feldspath dont les vides interstitiels sont entièrement remplis d'augite. Ces concentrations peuvent atteindre une taille de 30 cm (fig. 67). La tectonique n'est aucunement responsable de la genèse de ce phénomène.

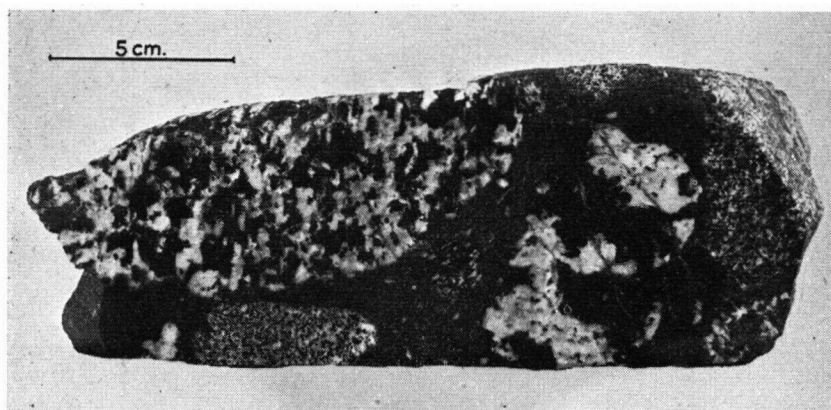


Fig. 67. Surface polie d'une échantillon d'un dyke hétérogène contenant des concentrations lenticulaires de feldspath-augite.

Description microscopique.

L'analyse microscopique nous apprend que les dykes diffèrent par leur constitution minéralogique actuelle. Nous avons tenté de les classer d'après ces différences. Il est pourtant apparu qu'aucune classification ne pouvait être strictement maintenue; il existe des formes de passage graduel entre les différents types qu'on voudrait séparer.

Dans ce qui suit nous étudierons les dykes dans leur ensemble et ce, malgré les différences qu'ils présentent actuellement; cette manière de procéder concorde d'ailleurs avec l'interprétation qui réunit tous les dykes en un système.

Comme on l'aura remarquée plus haut nous avons pourtant fait une exception pour les filons très aberrants situés dans le versant est du j. Mzoug; leur âge triasique ne peut d'ailleurs être démontré.

Une étude microscopique a été faite de 60 échantillons appartenant à l'ensemble de dykes triasiques des Ida ou Zal.

La structure est parfois ophitique ou subophitique, parfois porphyrique, parfois amygdaloïde; ces différents modes peuvent être combinés ou apparaître séparément. Les constituants sont orientés ou non.

Feldspath: 65 à 90 % de la roche. Les feldspaths presque toujours présents sont le labrador parfois nettement zoné, bordé de feldspath plus sodique, ou l'albite, souvent associée à de la prehnite, et apparemment formée à partir du labrador. L'interprétation de la genèse de l'albite est



Fig. 68. Dyke à feldspath de labrador. Un phénocrystal résorbé et en état de transformation. Dans ce cas son bord est plus basique que le centre.
Nicols X; V 32 X.

justifiée par le fait que des dykes de composition minéralogique par ailleurs parfaitement identique peuvent différer par la nature de leur feldspath. Dans certains dykes à feldspath d'albite on peut d'ailleurs observer des reliques de labrador.

De l'andésine n'a été rencontrée que dans quelques rares cas, e. a., les phénocristaux du dyke situé au SE de Tizi. Dans une lame un cristal xénomorphe de feldspath potassique.

Les cristaux de la pâte ont une dimension moyenne de 0,3—1 mm. Les phénocristaux atteignent quelques cm; leurs bords ont été fortement résorbés. Certaines lames montrent de forts jolis exemples de phénocristaux en voie de transformation (fig. 68). Les minéraux secondaires les

plus abondants formés à partir du labrador sont la calcite, la séricite — parfois du mica — et le kaolin. L'albite s'est altérée en séricite et carbonate, mais est néanmoins souvent relativement translucide.

Biotite: Formait à l'origine sans doute jusqu'à 15 % de la roche originale.

Presque toutes les lames contiennent de la biotite, généralement sous forme de paillettes d'environ 0,1 mm, le plus souvent non transformées. Les cristaux de biotite plus grands ont été presque totalement transformés en chlorite; surtout de la pennine (—), parfois de la pennine (+). Entre la biotite proprement dite et la pennine on observe le plus souvent une zone moins biréfringente que la biotite mais beaucoup plus biréfringente que la chlorite.

Pyroxène: Tous les pyroxènes sont plus ou moins titanifères. Une étude systématique montrerait sans doute la gamme complète des teneurs en titane à partir de teneurs faibles jusqu'à des teneurs extrêmement

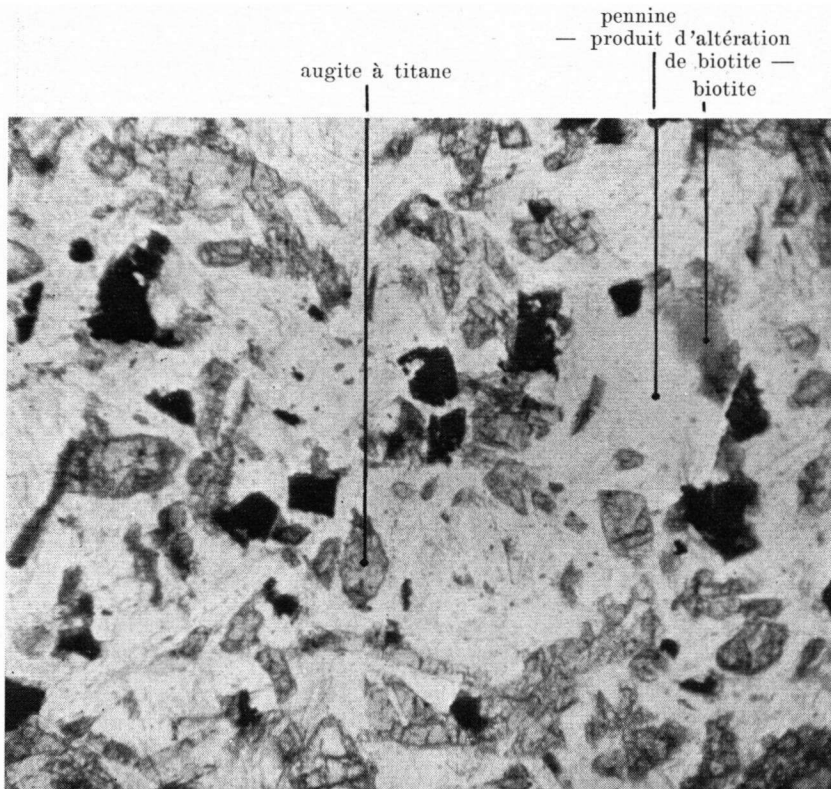


Fig. 69. Dyke à feldspath d'albite et à augite.
Nicols //; V 120 X.

élevées. Nous avons pu constater une prédominance prononcée tant des pyroxènes faiblement titanifères d'une part, que des pyroxènes extrêmement titanifères d'autre part. Le taux et le mode de transformation ainsi que d'autres caractères sont fort sensibles à des écarts importants dans la teneur en titane. C'est pourquoi nous grouperons les pyroxènes sur cette base de manière à pouvoir les décrire séparément.

1° Augite à titane — panxénomorphe à hypidiomorphe — d. max. 4 cm, d. moyen variable d'un échantillon à l'autre, de 0,1 à 0,5 mm; teinte rose atténuée; $ng \wedge c$ environ 50° ; zonée; dispersion des axes; formant jusqu'à 15 % de la roche. Ce minéral n'a été retrouvé à l'état frais que dans les dykes à albite (fig. 69).

L'augite est souvent intimement associée à de la hornblende et ce apparemment dès l'origine. Cette association se retrouve presque toujours sur les bords de l'augite (fig. 70). Le parallélisme des axes (c) est remarquable dans ce cas.

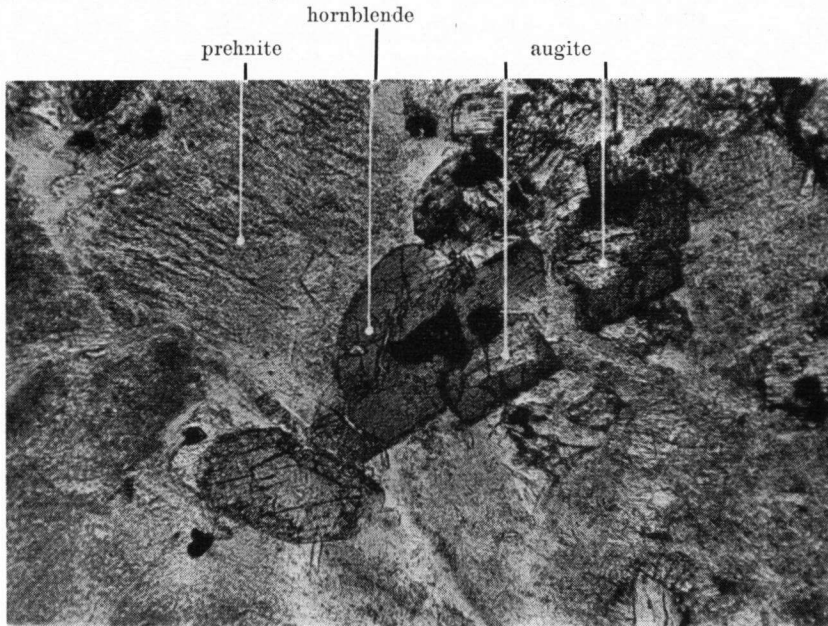


Fig. 70. Association originale d'augite et d'hornblende dans un dyke à feldspath d'albite associé à de la prehnite.
Nicols //; V 85 X.

L'augite peut se transformer en une chlorite de biréfringence très faible.

2° Augite fortement titanifère — panxénomorphe — d. moyen 0,5 mm; d'un brun rouge fort, quelque peu pléochroïque $\rho > v$; importante dispersion des axes optiques, $2V$ environ 40° ; forme jusqu'à 10 % de la roche.

Le minéral se transforme fort aisément en leucoxène, il n'a en effet, été rencontré à l'état non encore complètement transformé que dans quelques rares cas (fig. 71). Il semble fort vraisemblable que le leucoxène, observé dans certaines lames, où l'augite fait défaut, doit être interprété comme produit de transformation de l'augite fortement titanifère.



Fig. 71. Augite fortement titanifère se transformant en leucoxène dans un dyke à feldspath d'albite.
Nicols //; V 92 X.

Dans quelques rares cas on a pu observer une augite dont la teneur en titane est intermédiaire entre celles dont il a été question ci-dessus.

L'association de ce minéral avec la hornblende et les deux transformations citées ci-dessus: chloritisation et leucoxénisation, peuvent être observées dans une même lame.

Amphibole: La hornblende apparaît généralement associée à l'augite. Le minéral est très fortement pléochroïque, brun foncé — presque incolore; $ng \wedge c$ environ 22° .

Olivine: Des pseudomorphoses très nettes nous apprennent que ce minéral était présent à l'origine, bien qu'on n'en retrouve même pas de

reliques. Ce minéral a pu former jusqu'à 15 % de la roche. L'olivine a été totalement transformée soit en serpentine, soit en carbonate, talc et minéraux opaques (fig. 72). Il nous faut signaler que la serpentinisation s'observe

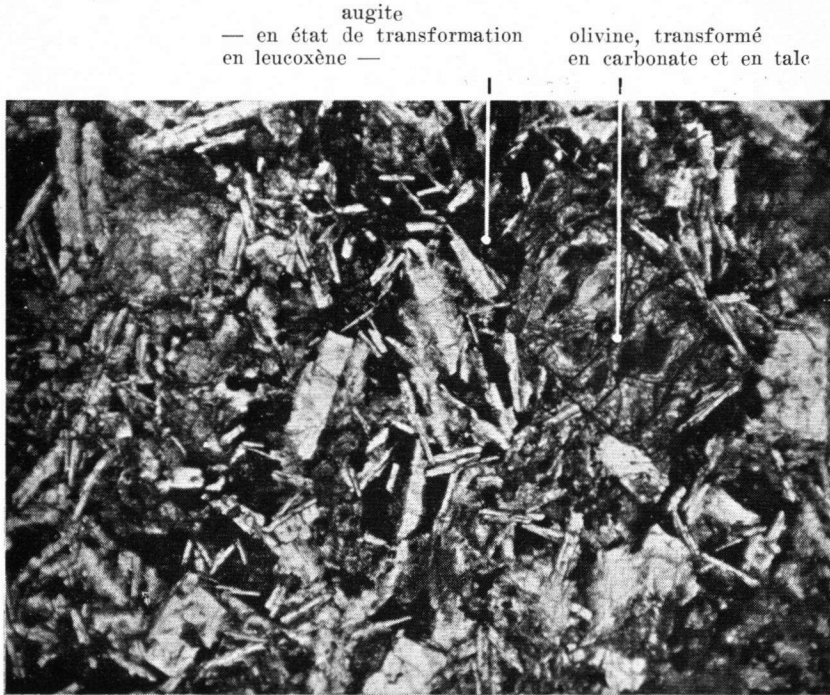


Fig. 72. L'olivine transformé en carbonate et en talc dans un dyke à feldspath de labrador.
Nicols X; V 24 X.

exclusivement dans les roches à albite tandis que la transformation en talc et carbonate a affecté les dykes à labrador. La serpentinisation a surtout donné naissance à de la pennine, généralement (+), très rarement (—).

La transformation en talc s'accompagne d'un peu de chlorite dans les clivages. Dans le cas d'une serpentinisation comme dans celui d'une transformation en talc il se forment souvent des pseudomorphes très nettes (fig. 73).

Vacuoles: Les vacuoles sont généralement arrondies; leur dimension varie entre 0,7 et 8 mm. Elles peuvent être étirées suite à des mouvements tardifs.

Le remplissage est formé soit exclusivement de pennine (+) au centre, (—) au bord, soit d'une zone externe de pennine généralement (—) et d'un noyau formé de plus souvent de carbonate, parfois de quartz (calcédoine?) ou d'une association de ces deux minéraux. Les

vacuoles sont complètement remplies de limonite dans les échantillons provenant des environs d'Agadir ou Anzizen; ceci est probablement en relation avec la minéralisation en fer qui a affecté cette région.

Minéraux accessoires: Très peu de quartz, généralement cataclastique à extinction onduleuse.

Une concentration de quartz — d. 4 mm — est formée par l'imbri- cation de petits cristaux panxénomorphes — d. moyen 0.1 mm.

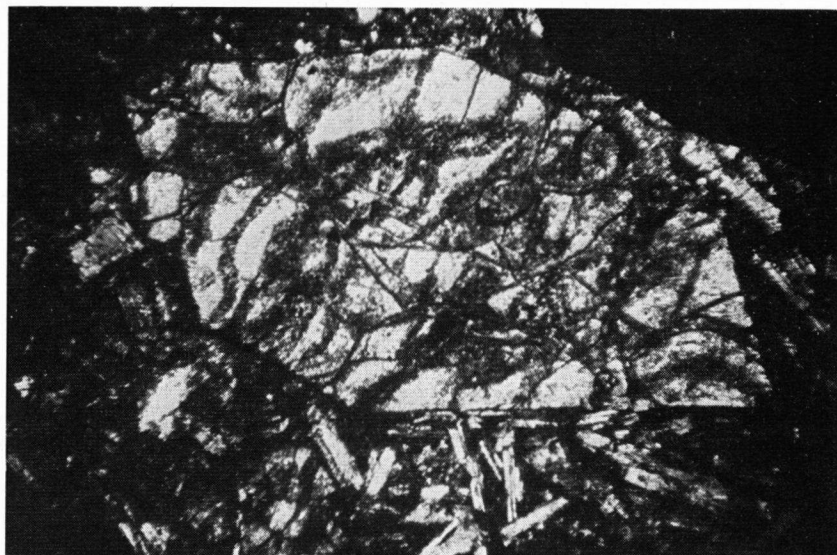


Fig. 73. Pseudomorphose de talc et de carbonate remplaçant l'olivine dans un dyke à feldspath de labrador; de la chlorite dans les fissures.
Nicols X; V 28 X.

Apatite; le plus souvent en aiguille — d. max. 0.6 mm; également en concentration ovalaire — d. 0.2 mm.

Minéraux opaques; magnétite, partiellement hématitisée, en paillettes, — d. moyen 0.3 mm — ou en squelettes; leucoxène; limonite.

Epidote (pistacite); généralement associée à de la chlorite et formée à partir de l'olivine.

Titanite.

Chlorite; la chlorite fortement biréfringente se transforme en une chlorite faiblement biréfringente.

Il semble y avoir de l'opale dans une lame.

Problematicum: un agrégat presque opaque de carbonate et de minéraux ferri-fères.

Résumé

L'Ida ou Zal est recoupé par un système de dykes de direction septentrionale. Composition: (epi)diorite à olivine et à augite-hornblende, contenant de la biotite.

Le système a été mis en place au Trias et doit sans doute de ce fait, être en relation avec le volcanisme reconnu à la fin de cette période.

Les dykes se sont introduits de préférence conformément à la stratification ou au clivage. Là où les roches encaissantes n'ont pas imposé une direction préférencielle les dykes sont verticaux et suivent la direction locale des éléments tectoniques. L'intrusion s'est probablement effectuée à basse température.

La littérature géologique traitant du Maroc ne fait pas mention de dykes de cet âge.

L'analyse microscopique a montré que le feldspath prédominant était du labrador ou de l'albite probablement formée au dépens du labrador.

L'augite est toujours plus ou moins titanifère. L'augite à titane se transforme de préférence en chlorite tandis que l'augite fortement titanifère se transforme généralement en leucoxène.

L'augite à titane est intimement associée à l'amphibole et ce, dès l'origine; dans ce cas les axes (c) sont sensiblement parallèles dans les deux minéraux.

La biotite se présente surtout en paillettes; les cristaux de biotite plus grands ont été presque totalement transformés en chlorite.

L'olivine est toujours entièrement transformée soit en serpentine, soit en talc-carbonate.

LE NECK (TRIASIQUE?)

GENERALITES

Une colline est située à environ 700 m au Sud de Zarhenrhin; elle s'appuie sur un noyau formé par un neck volcanique qui affleure sur une surface ovale de 60×40 m. Ce neck passe au travers des „tufs” aphanitiques remaniés fortement broyés (fig. 74).



Fig. 74. L'affleurement du neck formant le sommet d'une colline à 700 m au S de Zarhenrhin.

La localisation de ce neck, constituant le noyau d'une colline, démontre que la roche éruptive et ses abords sont plus résistants que l'Acadien broyé environnant. La zone de contact, atteignant 1 m de largeur, qui entoure le neck, est plus résistante que la roche éruptive elle-même bien que située dans les „tufs” aphanitiques remaniés.

Au contact de la roche encaissante on peut observer un „chilled-margin”.

Le neck n'a pas subi l'influence des phénomènes tectoniques hercyeniens; on ne peut lui attribuer un âge plus précis que la vague mention

„post-hercynien”. D’après les seules observations de terrain ce neck ne peut être mis en relation, avec d’autres activités magmatiques. Vu son âge post-hercynien et sa composition minéralogique il semble probable que ce neck ait fonctionné comme voie d’apport pour le basalte triasique; il est sans doute associé au système de dykes triasiques.

DESCRIPTION

La roche ignée

Le neck est essentiellement composé d’épidiorite à augite.

Description macroscopique.

Roche granuleuse, pas très dure, formée de cristaux de plagioclase de dimension assez uniforme — environ 1 mm — et d’une substance verdâtre assez sombre, probablement d’origine secondaire. A distance on la décrirait comme une roche d’un vert sombre tachetée de blanc.

Description microscopique (fig. 75).

Feldspath: La roche se compose d’environ 60 % d’albite. Les minéraux d’altération comprennent surtout de la séricite, du kaolin et des carbonates. L’altération intense, subie par les plagioclases, témoignent d’une teneur plus grande en anorthite à l’origine.

L’albite doit être interprétée ici, comme un plagioclase albitisé; parfois on peut observer, dans la zone externe des cristaux, une étroite bande du plagioclase originel plus basique, dont la teneur en anorthite n’a pourtant pu être précisée.

L’association de l’albite avec de la prehnite doit être soulignée.

Le plagioclase est représenté par une seule génération de cristaux hypidiomorphes à structure intersertale — d. max. 3 mm, d. moyen 0.8 mm.

Pyroxène: Le constituant sombre est de l’augite; ng \wedge c d’environ 47°. Le minéral occupe 10 à 15 % du volume total. Il est hypidiomorphe à xénomorphe — d. max. 1.5 mm. Le minéral est de teinte légèrement rosée, presque incolore; sous nicols croisés il ne s’éteint pas parfaitement: c’est un augite à titane.

Les produits d’altération comprennent de la calcite et un minéral phylliteux pouvant être rapproché de la chlorite, nous le dénommons: minéral „phylliteux-chloritique”. Cette dernière altération est principalement active aux bords des cristaux et sur les clivages. Un cas de pseudo-morphose du minéral „phylliteux-chloritique” remplaçant l’augite a été observé.

Biotite: Une biotite de teinte brun vert à pléochroïsme sombre clair est en grande partie altérée et remplacée par le minéral „phylliteux-chloritique”, mentionné ci-dessus. Il n’y a plus (?) que fort de peu de biotite;

nous avons pu observer e. a. un petit fragment contenant encore de la biotite au centre entourée d'une zone formée du minéral „phylliteux-chloritique”.

„Minéral „phylliteux-chloritique” : Ce minéral constitue environ 20 % de la roche. Plusieurs de ses caractères sont intermédiaires entre ceux de la biotite et ceux de la chlorite, par exemple sa couleur — brun vert avec pléochroïsme sombre-clair — et son δ d'environ 0.020. L'angle des axes

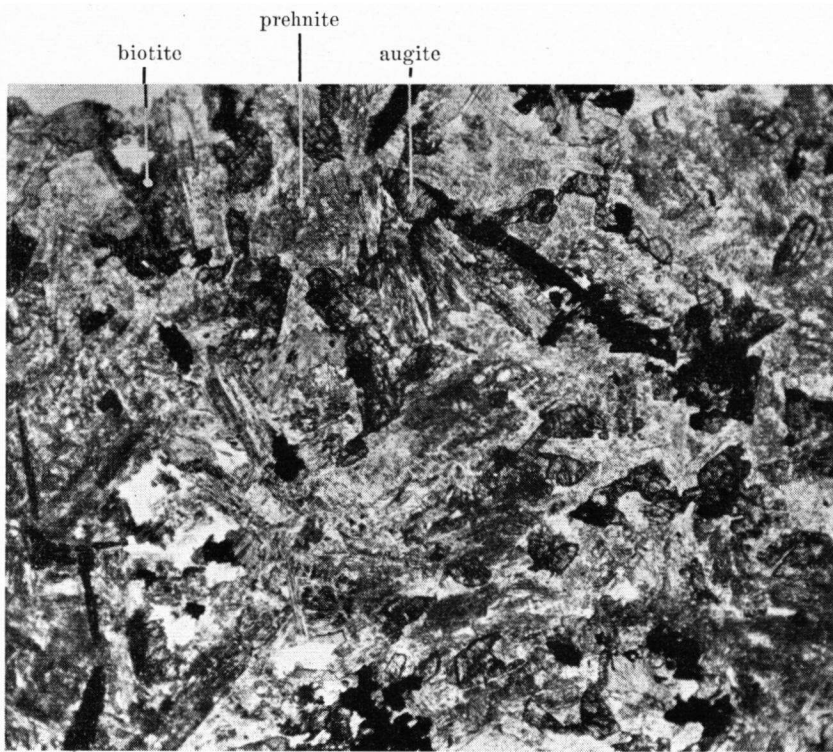


Fig. 75. Le neck: épidiorite à augite.
Nicols //; V 28 X.

est petit; signe négatif. Nous avons pensé à de la vermiculite mais l'indice est trop grand: > 1.606 .

Ce minéral est dispersé à travers toute la roche. Environ $\frac{1}{5}$ du minéral a subi une transformation, partiellement en chlorite non identifiable partiellement en pennine; le passage d'un minéral à l'autre est souvent relativement brusque.

Le minéral est bien souvent accompagné de calcite.

Minéraux accessoires: Apatite; bien représentée, en colonnes — d. max. 1.4 mm. Très souvent présent dans le minéral „phylliteux-chloritique”.

Problematium: minéral rappelant la clinzoïsite mais ne montrant pas la teinte bleue anormale; n. très grand, δ presque nul; toujours xénomorphe — d. max. 0.2 mm. Il est apparemment très souvent lié à la présence du minéral „phylliteux-chloritique”, dans lequel il apparaît le plus souvent comme un essaim de granules de taille uniforme — 0.005 mm.

Minéraux opaques; ils sont presque constamment liés au minéral „phylliteux-chloritique”.

Mica incolore; — d. moyen 0.5 mm — inclusions de petites aiguilles d'apatites.

Faibles auréoles pléochroïques autour de petits zircons (?) localisés dans le minéral „phylliteux-chloritique” et dans la chlorite.

La zone de contact

Description macroscopique.

Une roche massive gris verdâtre, tachetée du vert.

Description microscopique.

L'étude microscopique de cette roche est très malaisée. On y observe une interpénétration granophyrique de quartz recristallisé et de feldspath. Les micas incolores sont abondants. La nature de la roche ne permet pas une étude poussée des phénomènes de contact.

Résumé

Un neck d'épidiorite à augite affleure à environ 700 m au S de Zarhenrhin. La composition minéralogique de la roche est: env. 60 % d'albite (plagioclase albitisé), env. 15 % d'augite, et de la biotite qui est presque complètement altérée en un minéral vert brun, pléochroïque, que nous avons dénommé „phylliteux-chloritique” et qui forme actuellement environ 20 % de la roche.

La mise en place du neck est posthercynienne; il a probablement servi de cheminée lors de l'apport des épanchements de laves triasiques et est sans doute associé au système de dykes triasiques.

LE BASALTE TRIASIQUE

GÉNÉRALITÉS

Nous n'avons pas étudié le basalte triasique *in situ*. Quelques échantillons de lave provenant de l'Ouest d'Argana nous ont été fournis par le géologue J. F. OSTEN.

De loin, le paquet de lave apparaît comme une zone verdâtre au sommet du Trias rouge. La roche a subi une altération intense du fait des agents atmosphériques: en affleurement elle a été réduite en menus fragments sinon en poudre.

Il est probable que le neck dont il a été question ci-dessus a été la voie d'apport de ce basalte. Les dykes qui ont été discutés précédemment pourraient être associés à ce volcanisme.

Bien que les épanchements de lave n'aient pas été nécessairement contemporains partout, on admet généralement que tous les basaltes au sommet de la série triasique rouge doivent être intégrés à cet étage; e. a. G. CHOBERT (1952, p. 142).

J. WESTERVELD (1948) émet l'opinion que ces roches doivent être interprétées comme incluses dans un sill gigantesque. Il s'agit là d'une opinion isolée; son assertion a été discutée par H. et G. TERMIER (1949). Quoiqu'il en soit on peut certainement affirmer que la grande majorité des roches éruptives localisées dans la partie supérieure du Trias sont en effet des laves. Sans vouloir entamer une discussion à ce sujet, il nous semble qu'on ne peut pas écarter l'hypothèse de l'existence de sills aux cotés des laves, car les arguments de WESTERVELD, basés sur ses observations de terrain, dégagent une impression de sérieux.

D'après H. TERMIER (1936, p. 1492), les épanchements, reconnus au Maroc central, auraient recouverts des chotts, analogues aux chotts actuels de l'Algérie. Cet auteur estime qu'il est permis de supposer qu'une partie s'est écoulée par des fentes de décompression énormes, parallèles aux plis hercyniens.

L. MORET (1928, p. 59) signale l'existence de cheminées éruptives dans l'Atlas de Marrakech.

Basaltes triasiques situés dans d'autres régions du Maroc

H. TERMIER (1936, p. 1494) a publié 17 analyses microscopiques de basaltes triasiques provenant du Maroc central et du Moyen Atlas septentrional. Quelques diagnoses sont dues à Mme E. JEREMINE.

Ces descriptions permettent de dresser le synthèse suivante des connaissances acquises au sujet de ces laves.

La structure est le plus souvent ophitique mais parfois microlitique ou intersertale.

Feldspath: Le plagioclase se situe entre l'andésine et la bytownite; prédominance marquée du labrador (55—65 % An). Deux générations n'ont été signalées qu'une seule fois. Le feldspath peut être albitisé.

Pyroxènes: Toutes les descriptions mentionnent de l'augite, souvent maclée, parfois chloritisée.

En tant que clinopyroxène la pigeonite est quelquefois mentionnée.

Olivine: Ce minéral n'a été observé que très rarement. Dans certaines roches étudiées on a pu supposer sa présence à l'origine compte tenu des produits d'altération tel que la bowlingite et la serpentine.

Chlorite: Sous forme de produit d'altération de l'augite. Parfois en sphérolites à croix noire (remplissage de vides).

Constituents accessoires: Présence sporadique de verre résiduel ou d'îlots de verre. Au point de vue des minéraux opaques on a surtout déterminé de la magnétite, exceptionnellement (une fois) de l'oligiste et de l'ilménite (une fois).

La calcite secondaire peut quelquefois devenir un constituant important.

Rarement: apatite (une fois), quartz primaire (une fois) et calcédoine (une fois).

Des analyses microscopiques des basaltes triasiques d'autres régions du Maroc ne montrent guère de différence globale:

E. ROCH (1939, p. 171) — dans le Haut Atlas à l'E de Marrakech — basalte à pigeonite.

J. BURCART (1942, p. 37) — à l'Ouest de Midelt —: basaltes souvent très feldspathiques, structure doléritique, avec labrador, augite ou pigeonite, ilménite et magnétite.

M. GIGOUT (1951, p. 418) — dans la falaise de l'Oum er Rbia —: basalte vert, altéré, pourvu de nombreuses veines de quartz et de calcédoine. Structure intersertale ou porphyrique, andésine-labrador, pigeonite en granules; parfois du verre, quelquefois des taches d'olivine altérée en serpentine.

R. MOUSSU (1954, p. 111) — dans la vallée de la Moulouya —: un basalte à très nombreuses vacuoles, remplies de céladonite et un basalte vert bronze d'un grain assez grossier, dont l'état de fraîcheur contraste avec l'aspect altéré du facies vacuolaire; labrador avec pigeonite remplissant les interstices; verre, chlorite, magnétite; pas d'olivine.

LE BASALTE TRIASIQUE SITUE A L'OUEST D'ARGANA

Il s'agit d'une dolérite à augite.

Description macroscopique.

Une roche éruptive, gris vert, très peu cohérente. De-ci, de-là de petits cristaux de plagioclase; des vacuoles sont remplies de minéraux verts d'aspect chloritique; leur diamètre peut atteindre 3.5 mm.

Description microscopique (fig. 76).

La roche a une structure ophitique.

Feldspath: La roche comporte 75 à 85 % de labrador fortement altéré — d. moyen 0.5 mm. L'altération est si avancée que le pourcentage d'anorthite ne peut être déterminé qu'exceptionnellement.

Produits d'altération: surtout de la séricite mais aussi de la muscovite et de la chlorite. L'absence de minéraux calcifères parmi ceux-ci est assez remarquable.

Voir la description
dans le texte:

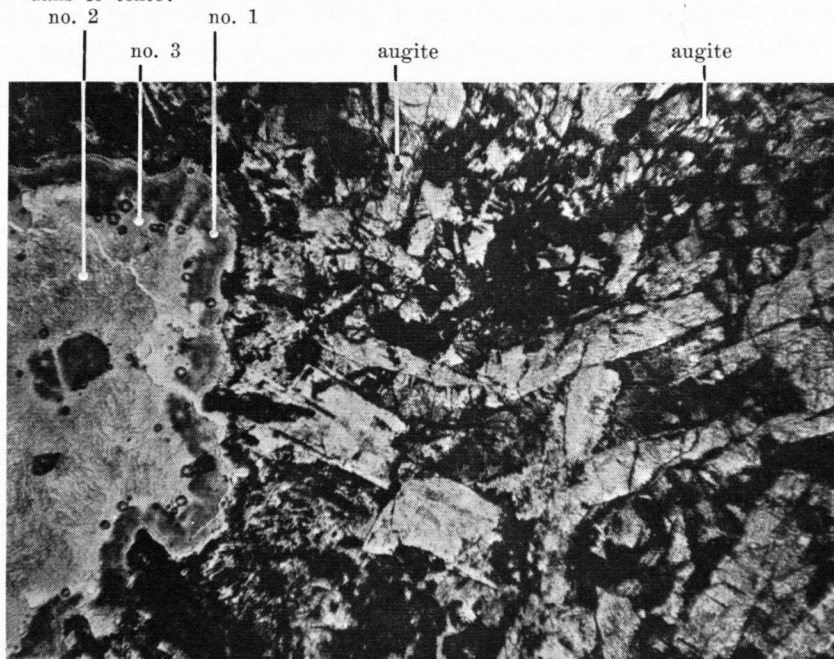


Fig. 76. Le basalte triasique: dolérite à augite. Feldspath de labrador fortement altéré; une vacuole remplie de chlorites.
Nicols //; V 52 X.

Pyroxène: Il s'agit ici d'une augite dont le $ng \wedge c$ est d'environ 45° et l'angle $2V$ d'environ 60° ; ce minéral forme 4 à 7 % de la roche. Il est dispersé en fragments — d. moyen 0.2 mm — entre les cristaux de plagioclase.

Il n'a pas été altéré.

Minéral chloritique: Fortement pléochroïque de vert clair à presque incolore; donne l'impression de courtes fibres — d. moyen 0.05 mm —

disposées en éventail; allongement positif; δ entre 0.015 et 0.025. Il s'agit d'un produit d'altération; il se retrouve également comme constituant accessoire dans le remplissage de vides. Le minéral n'a pas été étudié plus avant.

Vacuoles: Formant environ 10 % du volume de la roche. Ci-dessous une description type d'un remplissage complet et caractéristique:

1) Une zone externe formée d'un minéral trouble, verdâtre, très faiblement pléochroïque, de δ très petit (chlorite?).

2) Remplissage par un minéral fibreux, d'un vert vaporeux, de petit δ et d'allongement positif. Nous suggérons ici de la calcédoine, ce qui semble également ressortir de l'examen röntgenographique.

3) Au contact de 1 et de 2: de petits grains d'un minéral de faible δ et de fort relief (apparenté à la clinozoïsite? mais ne présentant pas le bleu anormal).

4) Concentré dans une zone ou dispersé dans le remplissage: le minéral d'aspect chloritique décrit ci-dessus.

Les vacuoles peuvent aussi être creuses.

Minéraux accessoires: Beaucoup de minéraux opaques dans les vides interstitielles.

Apatite en aiguilles — d. entre 0.04 et 0.4 mm.

Résumé

Des épanchements étendus de laves basaltiques sont situés au sommet du Trias dans une grande partie du Maroc. Des basaltes triasiques ont été décrits, ils répondent tout au même schéma: feldspath basique (labrador prépondérant), augite (généralement pigeonite) souvent chloritisé, „minéraux opaques”, exceptionnellement de l'olivine.

Du basalte triasique (dolérite à augite) est situé à l'Ouest d'Argana non loin de la région étudiée. L'affleurement n'a pas été examiné sur place. Quelques échantillons du basalte provenant d'un même affleurement nous furent apportés et ont été soumis à une étude microscopique. Ils semblent répondre à la constitution minéralogique suivante:

environ 80 % de labrador fortement altéré, environ 5 % d'augite, environ 10 % de vacuoles, environ 5 % de „minéraux opaques”, d'apatite et d'épidote.

Le basalte triasique d'Argana s'intègre donc parfaitement à l'ensemble des autres basaltes triasiques signalés ailleurs au Maroc.

FILONS DE BARYTINE (TRIASIQUES?)

A l'Est d'Iferd, le long du sentier conduisant à tizi ou Ahmen Iferziden, on observe quelques petits filons de barytine remplissant des fissures dans le Trias.

Ils ne peuvent être suivis que sur une faible distance. Leur épaisseur n'atteint généralement que quelques cm.

Un filon de barytine d'une épaisseur d'environ 2 dm s'est installé dans la faille E—W séparant le Trias (N) du Primaire (S); il se poursuit sur quelques dizaines de mètres.

La littérature ne signale pas de filons de barytine dans le Mésozoïque post-triasique des environs. C'est pourquoi il se pourrait que leur genèse soit en relation avec la période volcanique de la fin du Trias.

PARTIE III

METALLOGENESE

LE GISEMENT DE MINERAI DE FER A AGADIR OU ANZIZEN

GÉNÉRALITÉS

Une minéralisation de fer a affecté localement les biohermes dévoniens.

Un dossier concernant ce gisement est conservé au Service des mines à Rabat; il mentionne ce qui suit au sujet de la prospection et de l'exploitation (en résumé).

Des renseignements fournis par des Berbères habitant la région décidèrent, en 1932, la Société FOURNIER à Meknès, filiale de la Société des pyrites de Huelva, à procéder à des investigations. Mr CORNAND, envoyé sur place par la Société, conclut à une minéralisation métasomatique des biohermes: de la sidérose fut formée; elle s'oxyda par la suite en hématite. Il évalua à 700 000—1 000 000 de tonnes la seule réserve de minerai localisée près d'Agadir ou Anzizen. D'après lui la composition du minerai serait comparable à celle du gisement métasomatique situé près de Bilbao dans le NW de l'Espagne.

L'exploitation du gisement s'est poursuivie de 1933 à 1935, surtout près d'Agadir ou Anzizen, mais également plus loin vers l'E.

Le dernier rapport figurant au dossier, celui de Mr PONS, date de 1935. Il fait ressortir, sans ambages, l'échec de l'exploitation et l'estimation exagérée des réserves disponibles.

Un ouvrage récent „Géologie des gîtes minéraux marocains” (J. Agard e. c., 1952, p. 124) signale, en mentionnant le gisement: „la nature de la minéralisation est inconnue”. La publication fournit une analyse partielle du minerai: Fe 50.36, Mn 2.20, P 0.02, SiO₂ 4.60.

LA MINÉRALISATION

Observations sur le terrain

La minéralisation a affecté des biohermes dévoniens situés légèrement au Nord de la grande faille hercynienne „d'Agadir ou Anzizen” mettant le Dévonien au contact du Stephano-Autunien. Cette faille n'est nulle part, comme on le supposait autrefois, au contact des biohermes; elle en est séparée par une bande de schistes gréseux dévoniens écrasés.

Les biohermes atteignent quelquefois des dimensions considérables.

L'un d'eux, situé près d'Agadir ou Anzizen, mesure 600 × 100 m; son épaisseur ne dépasse pourtant pas quelques mètres (fig. 77). Dans ce cas on a donc à faire à un bioherme étalé plutôt qu'à une „lentille récifale”: c'est sur ce point ci que les prospecteurs et les ingénieurs conseils de l'ex-

pl exploitation se sont trompés. Les galeries horizontales et verticales, généralement encore intactes, confirment cette erreur d'interprétation : on les a en effet prolongées de quelques dizaines de mètres dans les schistes gréseux après qu'elles eurent traversé les biohermes déprimés, et ce, apparemment dans le but de retrouver les calcaires minéralisés.

La richesse du gisement en minerais fut également exagérée ; de grosses portions de calcaires n'étant pas ou à peine affectées par le phénomène.

Le calcaire contient, dans certains cas, des éléments anguleux détritiques grésoschisteux.

Les fossiles ne peuvent plus être reconnus dans les grands biohermes. Dans quelques petits biohermes au contraire on perçoit la constitution de la roche, entièrement formée de débris de Crinoïdes. On admet une

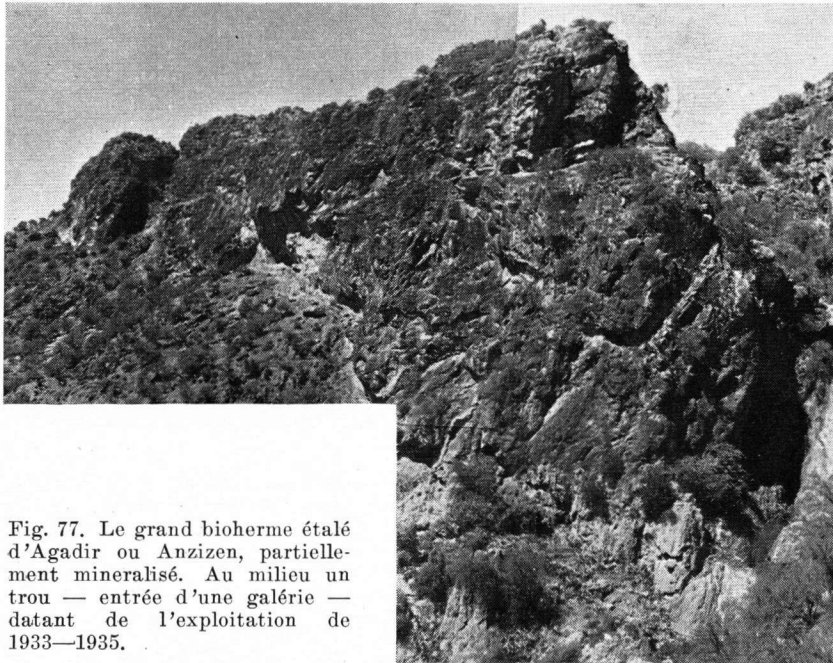


Fig. 77. Le grand bioherme étalé d'Agadir ou Anzizen, partiellement minéralisé. Au milieu un trou — entrée d'une galerie — datant de l'exploitation de 1933—1935.

genèse et une constitution analogue dans le cas des grands biohermes.

Le calcaire a été marmorisé ; sa teinte originelle est gris bleuâtre. Aux endroits minéralisés le calcaire est ennuagé par des matières de teintes brunes.

Ce calcaire ayant été marmorisé il nous faudrait le désigner sous le terme de „marbre” ; nous ne l'avons pas fait dans le but de nous conformer à un usage établi depuis bien longtemps.

Le minéral ferrugineux est à base de limonite et d'hématite. La limonite est de teinte brun foncé surtout là où elle voisine avec l'hématite, ailleurs elle est brun clair.

Les portions de minerai limonitisées et hématitisées sont pourtant encore fort riches en calcite.

L'imprégnation des biohermes nous semble être posthercynienne.

Un examen détaillé de la limite hématite-limonite semble indiquer que l'hématite s'est formée au dépens de la limonite. Le contact entre les deux minéraux est en effet grossièrement lobé, l'hématite occupant les „convexités” (fig. 81).

Un échantillon considéré comme représentatif du gisement a été examiné en détail. Il s'agit en l'occurrence, d'un calcaire bréchiforme ennuagé de brun et recoupé par un filon de limonite et d'hématite (fig. 78). Des renseignements qui nous ont été fournis par des Berbères et de vieilles photos font ressortir qu'une couche de calcaires minéralisés d'environ deux mètres de puissance enlevée au cours de l'exploitation s'étendait naguère au-dessus de l'endroit où l'échantillon a été prélevé.

Examen d'un échantillon minéralisé

Les nuages bruns dans les calcaires sont dus à des impuretés à base d'un minéral limonitique; cependant aucune substitution de Ca par Fe n'a pu être révélée, dans la maille de calcite à l'examen radiographique.

Le calcaire apparaît, au microscope, comme de structure massive. Des petits cristaux idiomorphes de quartz de néo-formation, d'une longueur moyenne de 0.2 mm, sont dispersés dans la masse calcaire, ainsi d'ailleurs que de petites écailles d'un minéral probablement hématitique ne dépassant pas 0.1 mm.

La limonite ne contient pas de cristaux de quartz. L'examen röntgenographique a permis d'identifier la limonite comme goëthite — $\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot \text{H}_2\text{O}$ — E. S. DANA (1944, p. 680). Il s'agit en fait du „Nadel-eisenerz” d'après la dénomination allemande — H. SCHEIDERHOHN et P. RAMDOHR (1931, p. 564).

En lumière réfléchie on peut observer la texture orientée de la limonite (fig. 79).

Dans l'hématite, également déterminée aux rayons X, on peut encore observer la trace du clivage rhomboédrique du carbonate original (fig. 80).

Une zone large d'environ 0.05 mm contenant de petites écailles d'hématite dispersées dans la limonite peut toujours être observée entre celle-ci et l'hématite.

L'échantillon est parcouru par des veinules de calcite blanche. Des creux existant dans le filon de minerai sont remplis par du quartz de néoformation.

Nous n'avons pu démontrer nulle part la présence de sidérose.

Hypothèse se rapportant à la genèse du minerai de fer

Les faits rassemblés au cours de nos recherches nous ont amenés à formuler une hypothèse interprétative de la genèse des minerai de fer:

1) Le minerai a été amené par une solution hydrothermale contenant de la sidérose, solution ayant pénétré le calcaire en empruntant des fissures pré-existantes, dont les bords ont été le siège de remplace-

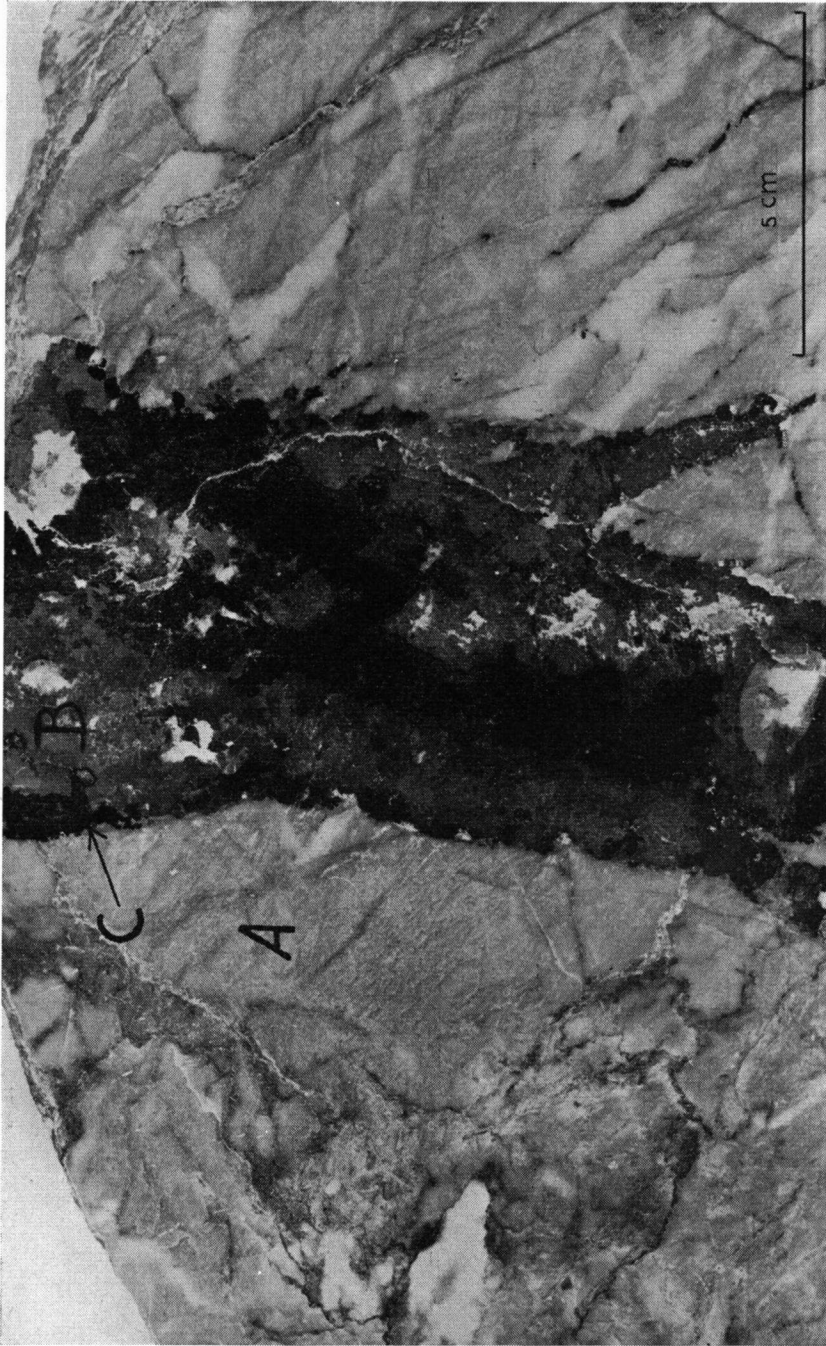


Fig. 78. Surface polie de l'échantillon examiné, considéré comme représentatif de la minéralisation.
A: marbre nuageux brunâtre. B: limonite. C: hématite.

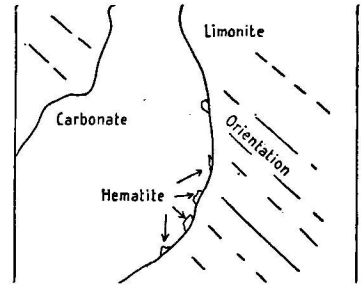
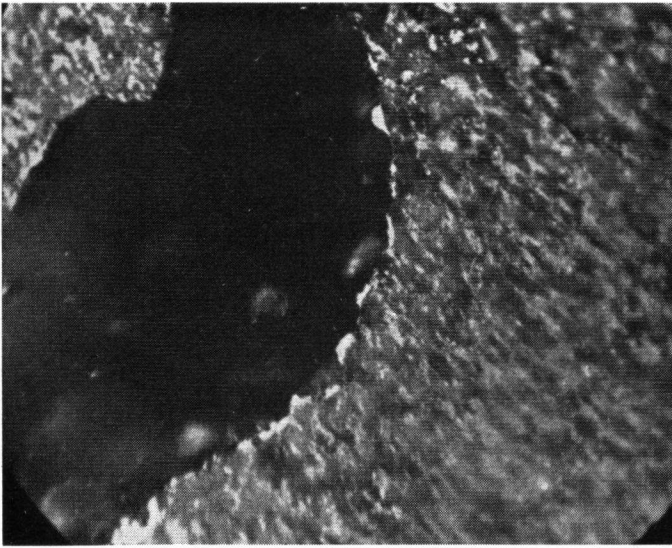


Fig. 79. Photo en lumière réfléchie d'une surface polie. La texture orientée de la limonite.
Nicols //; V 900 X.

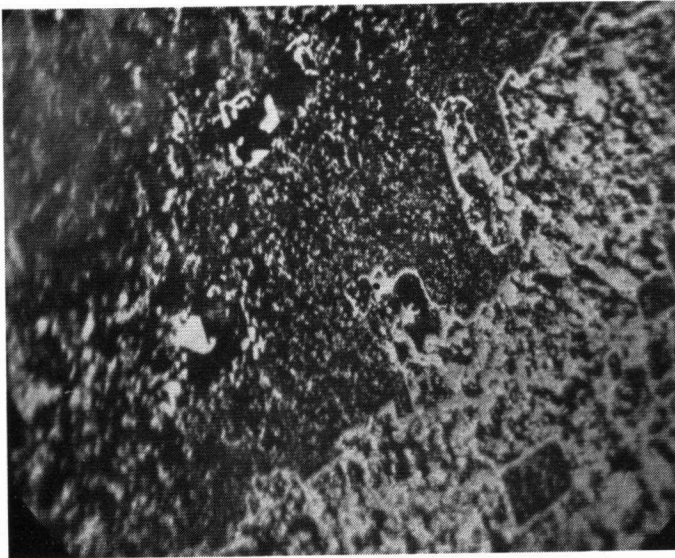


Fig. 80. Photo en lumière réfléchie d'une surface polie. La zone de passage entre l'hématite et la limonite large d'environ 0.05 mm. Dans l'hématite des formes rhomboédriques du carbonate original. Nicols //; V 900 X.

ments métasomatiques. La goëthite s'est alors formée à partir de la sidérose et l'a totalement remplacée.

La minéralisation est probablement posthercynienne.

On pourrait admettre une relation entre cette venue hydrothermale d'une part et les dykes dioritiques triasiques existant dans les Ida ou Zal, d'autre part. Une connexion entre des filons de sidérose et des dykes de gabbro et de diorite a été reconnue en Hongrie — P. NIGGLI (1925, p. 66).

2) L'hématite s'est formée au dépens de la limonite sous l'influence de conditions atmosphériques appropriées. Il s'agit donc là de „Verwitterungsanreicherung”: phénomène de concentration. L'argument principal à l'appui de cette opinion est la supposition apparemment bien fondée de la formation de l'hématite aux dépens et donc postérieurement à celle de la limonite (fig. 81).

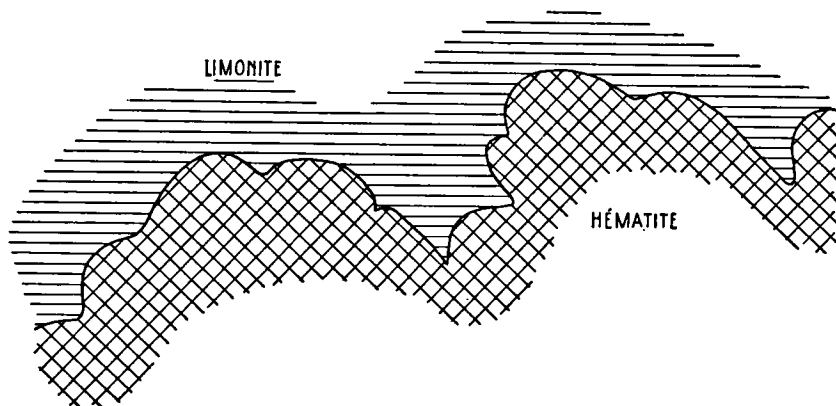


Fig. 81

Les cristaux de quartz idiomorphes se sont peut-être formés par ségrégation et recristallisation de la silice provenant de quartz détritique. On trouve en effet des grains de quartz détritiques dans les biohermes non minéralisés.

Les veinules de calcite blanche sont des remplissages secondaires de fissures.

Résumé

Une minéralisation ferrugineuse a affecté les biohermes situés non loin d'une faille hercynienne de direction E—W.

Le minerai a été exploité durant les années 1933—1935.

Nous avons élaboré l'hypothèse suivante concernant la genèse de ce minerai de fer. Une solution hydrothermale à base de sidérose pénétra le calcaire. La sidérose formée à l'origine se transforma en limonite (goëthite) sous l'action des agents atmosphériques — cette limonite se transforma partiellement en hématite.

La minéralisation paraît être posthercynienne. Il n'est pas impossible que la solution hydrothermale soit en relation avec le système de dykes triasiques.

PARTIE IV

TECTONIQUE

INTRODUCTION

Aperçu structural

L'histoire tectonique de la région des Ida ou Zal ne peut être comprise sans une vue d'ensemble ayant trait au style tectonique de la vaste région qui englobe l'Ida ou Zal.

L'état actuel des connaissances concernant la structure du Maroc est exposé dans le travail de synthèse „La Géologie marocaine” de G. CHOUBERT et J. MARÇAIS (1952). Nous résumons succinctement ci-dessous les vues de ces deux auteurs surtout en ce qui concerne le Haut-Atlas tout en y apportant quelques compléments tirés d'autres publications.

Cycle calédonien

L'histoire géologique, proprement dite, du Haut-Atlas débute par la sédimentation paléozoïque sur le socle précambrien.

La sédimentation s'est effectuée dans un géosynclinal de direction générale SW—NE; il s'agit du „géosynclinal calédonien”¹²⁾ (*auctorum*).

Le bouclier saharien formait le bord sud du géosynclinal, tandis qu'à l'Est la Meseta oranaise en faisait encore partie; les limites septentrionales et occidentales ne sont pas connues.

L. U. DE SITTER (1953, p. 49) situe l'axe de ce géosynclinal, qui a été actif durant le paléozoïque inférieur, au N du Haut-Atlas; d'après G. CHOUBERT cependant la sédimentation semble être maximale dans la partie méridionale du Domaine atlasique (1956, p. 18).

Ce dernier auteur est d'avis que le cycle orogénique calédonien ne s'est manifesté ici que par ce géosynclinal et par quelques mouvements d'exhaussement.

DE SITTER pense que si le plissement calédonien était manifesté dans ces régions il aurait dû suivre une direction parallèle à la bordure du socle.

G. CHOUBERT signale le plus ancien témoin d'activité tectonique dans le géosynclinal (1952, p. 99). Il se situe à la limite entre l'Adoudounien et le Géorgien s. s. et s'exprime par une régression. Les „calcaires inférieurs” marins sont surmontés à l'E par des sédiments continentaux: grès et conglomérats, reconnus entre autres au S du Sahro et par la série régressive „lie de vin”, reconnue entre autres aux environs de Bou Azer et de Tata.

¹²⁾ Un cycle orogénique tel qu'il est défini ici commence avec la sédimentation dans un bassin géosynclinal, et non avec les plissements.

La grande transgression du Géorgien s. s. a recouvert la majeure partie de la chaîne anti-atlasique et une grande partie de la chaîne atlasique.

Des mouvements tectoniques, à la limite Géorgien/Acadien, ont été annoncés par G. CHOUBERT en 1948 (p. 34). Ces mouvements ont été reconnus récemment par P. HUPÉ (1955, p. 971); cet auteur signale les indices de trois phases tectoniques dans l'Anti-Atlas: une durant le Géorgien, une à la limite Géorgien/Acadien et la dernière à la base de l'Acadien. Après lecture de l'article cité, l'existence de la première et de la troisième phase semble demeurer problématique, l'auteur affirme pourtant qu'une discordance angulaire entre l'Acadien et le Géorgien est parfaitement observable.

Une discordance (faiblement angulaire?) se situe entre l'Ordovicien et l'Acadien — phase sarde —; nous avons pu l'observer dans la région qui nous occupe.

Il existe une lacune entre l'Ordovicien et le Gothlandien — phase taconique. Une discordance angulaire reste incertaine. Cette phase a été mentionnée pour la première fois par CHOUBERT en 1948.

Un plissement violent situé à la limite Gothlandien/Dévonien — sensiblement du même âge que ce plissement dans les Ardennes — a été démontré au Maroc central, par W. VAN LECKWIJCK (1951): la phase ardennaise. L'existence de cette phase dans cette région, a déjà été signalée par H. TERMIER en 1936.

Cycle hercynien

La sédimentation s'est poursuivie durant le cycle orogénique hercynien.

CHOUBERT estime qu'une partie des sédiments paléozoïques s'était déjà indurée avant le début de la tectogenèse hercynienne. Ce fut notamment le cas pour la zone SW—NE située au flanc nord du géosynclinal, c'est-à-dire le „môle mésétien-calédonien” qui forme actuellement la Méseta marocaine et dont le Massif central marocain forme la partie la plus caractéristique.

Ce „môle” se poursuit vers le NE, jusqu'au NE de Taza où il disparaît sous la nappe pré-rifaine. Entre ce „môle” et le Massif rigide de l'Anti-Atlas, les sédiments paléozoïques encore plastiques ont été plissés par la tectogenèse hercynienne.

Les éléments tectoniques hercyniens du Haut-Atlas ont une direction N—S dans la partie occidentale; ils passent à une direction NE—SW dans le Massif central marocain et enfin à une direction E—W dans le Maroc oriental.

DE SMITIER estime que les directions de ces plissements n'étaient pas nécessairement contemporaines.

La glyptogénèse de la chaîne atlasique plissée débute au Westfalien et se termine au Trias.

Cycle alpin¹⁸⁾

Le dépôt des sédiments secondaires du Haut-Atlas a été influencé par les caractéristiques et la disposition de la chaîne hercynienne: les

¹⁸⁾ Nous préférons conserver le terme de „cycle alpin” au lieu d'adopter celui de „cycle atlasique”, terme introduit dans la littérature moderne.

zones rigides granitisées et métamorphisées restent émergées ou sont recouvertes par des séries peu épaisses tandis que les zones restées plastiques localisent de puissantes séries subsidentes.

On peut distinguer deux types de zones rigides: celles déjà rigides lors de l'orogénie calédonienne comme le „môle mésétien calédonien”, d'avec celles devenues rigides suite au plissement hercynien, par exemple le Haut-Atlas occidental.

Dans le Haut-Atlas on dénombre trois zones de subsidence importantes:

- 1) Au bord nord du géosynclinal plissé — actuellement le Moyen Atlas.
- 2) Au bord SE du géosynclinal plissé.
- 3) Dans la portion ouest du géosynclinal plissé — la „Fosse des Haha”. D'après CHOUBERT la subsidence y a été active durant le Jurassique supérieur et le Crétacé.

DE SITTER n'admet pas l'hypothèse de CHOUBERT qui suppose que les zones rigides se sont individualisées pendant la période calédonienne pour certaines et pour d'autres pendant la période du plissement hercynien. DE SITTER interprète la Meseta marocaine et la Meseta oranaise comme le résultat d'un morcellement du socle saharien, comme des glaçons flottant devant son front. Le socle saharien ne se serait nettement séparé de son avant-pays qu'après le plissement hercynien. La fosse ainsi formée entre les Mésetas et le socle saharien n'était pas continue: la fosse reste soudée à la Méseta marocaine par un large isthme à la hauteur de Marrakech, où ni le Lias, ni le Dogger ne furent jamais déposés.

Entre la Méseta marocaine et la Méseta oranaise, qui vont s'éloignant l'une de l'autre, il se forme, toujours d'après DE SITTER, une fosse dans laquelle se sont déposés les sédiments secondaires du Moyen Atlas.

DE SITTER a récemment développé son point de vue au sujet de la Fosse des Haha (1956, p. 369). Les dépôts du Crétacé et du Jurassique devraient être englobés ici dans le processus de sédimentation du bord SE—NW du continent, bord affecté d'un mouvement descendant. Cet auteur n'admet pas de relation directe entre cette aire de sédimentation et le bassin mésozoïque du Haut-Atlas.

D'après CHOUBERT le déroulement des phénomènes durant le plissement alpin n'est que la répétition de ce qui s'est passé durant le plissement hercynien: le plissement des sédiments se fait principalement dans les zones subsidentes, situées entre le môle résistant du NW: principalement le Horst de la Méseta marocaine — et le front africain au Sud: l'Anti-Atlas.

Les plis affectant le Secondaire de la Fosse des Haha, dans le contrefort ouest du Haut-Atlas, sont très faibles: le faisceau des plis mésétiens, de direction perpendiculaire au front des poussées alpines, n'a pu réagir qu'en se déformant en une série de plis de fond.

Ailleurs, là où les directions déterminantes du substratum étaient plus ou moins analogues à la direction de la tectogénèse alpine, on assiste à la formation de nouvelles chaînes plissées.

L'importance de la tectogénèse alpine pour l'ensemble du Haut-Atlas réside pourtant principalement dans la surélévation de toute la chaîne.

Notons ci-dessous les principaux faits en rapport avec les phases alpines, citées dans leur ordre chronologique.

Le phénomène marquant faisant suite à la deuxième phase pyrénéenne, est l'établissement d'une surface d'aplanissement généralisée; il s'agit de la „Surface préhammadienne” (Oligocène). Ses témoins peuvent être aisément identifiés. Cette surface fut surélevée par la phase vindobonienne qui se situe après le Burdigalien mais avant le Tortonien — première phase purement alpine. C'est la phase capitale en ce qui concerne le Haut-Atlas.

La surface suivante, nettement marquée dans la topographie, est la „Surface villafranchienne”. Les quelques niveaux d'érosion décrits par J. DRESCH (1941) dans le Haut-Atlas sont sans doute la signature de pulsations tectoniques qui ont eu lieu après la phase vindobonienne et avant l'établissement de la Surface villafranchienne. La dernière phase importante de l'orogénèse alpine se situe à la fin du Villafranchien; elle se manifeste par un pli de fond qui soulève le Haut Atlas jusqu'à l'altitude qu'il occupe pratiquement encore de nos jours.

Le bloc occidental

Le bloc occidental, dont l'Ida ou Zal ne représente qu'un tout petit coin, forme le tronçon ouest du Massif ancien du Haut-Atlas et s'intègre dans la fosse de subsidence paléozoïque.

Le bloc occidental est interprété par G. CHUBERT (1952, p. 37) comme un puissant pli de fond, superposé à la chaîne hercynienne de la Méseta, devenue rigide durant la tectogénèse hercynienne.

Historique des recherches dans l'Ida ou Zal

La structure de l'Ida ou Zal n'a pour ainsi dire pas encore fait l'objet de recherches.

L. NELTNER (1938, p. 160) a publié une coupe schématique E—W du bassin de Tagodicht; J. DRESCH (1941, p. 75) en a publié une de direction N—S du même bassin.

Les deux coupes sont trop approximatives pour servir de base à une conception structurelle de quelque valeur.

Recherches effectuées dans l'Ida ou Zal

Contrairement à ce qui a été admis jusqu'ici, la structure tectonique de la région de l'Ida ou Zal paraît être extrêmement compliquée.

Les tentatives faites pour analyser la structure de la région et pour déchiffrer son histoire tectonique, n'ont malheureusement pas pu être ancrées dans des levés détaillés faits dans des régions limitrophes ou dans des recherches approfondies concernant la région elle-même. L'interpré-

tation tectonique esquissée dans ce chapitre a de ce fait été élaborée dans un contexte „particulariste”.

Nous n'avons pu lever en détail qu'une région relativement petite. Certaines conclusions découlant de cette étude s'étendent nécessairement, et qui sait indûment, à d'autres régions. Il serait donc normal que les opinions avancées ici devront être modifiées lorsque les levés de détails se multiplieront dans le Massif ancien du Haut-Atlas. L'interprétation élaborée ici doit donc être considérée, comme une première tentative pour mieux comprendre la structure tectonique de la portion ouest du Haut-Atlas.

CYCLE CALÉDONIEN

LE GÉOSYNCLINAL CALÉDONIEN (AUCTORUM)

L'importance du paquet de sédiments déposés durant le Paléozoïque inférieur indique l'existence d'un géosynclinal à cette période. Il s'agit en l'occurrence du „géosynclinal calédonien”. Lors d'un stade ultérieur ces sédiments ont été soumis à une orogénèse intense — ce phénomène sera étudié plus loin — il s'agit donc bien dans ce cas d'un géosynclinal véritable, conforme à la nomenclature de L. U. DE SITTER (1956, p. 351). Nous avons à faire ici à un géosynclinal du type circumcontinental; il s'est en effet établi le long de la bordure NW du paléocontinent africain. Dans l'Ida ou Zal la masse de sédiments, déposés dans le géosynclinal jusqu'à l'apparition des premiers mouvements orogéniques, qui ont interrompu une sédimentation jusque là continue, peut-être subdivisée d'après le schéma suivant:

de haut en bas:

Acadien probable — schistes gréseux, grès et quartzites: plus de 600 m.
Acadien — schistes verdâtres: 600 m.

„tufs” aphanitiques remaniés: 600 m.

Acadien-Géorgien — série volcanique: 1200 m.

Géorgien s. s. — marbres-caleschistes: 2300 m.

Infracambrien (Adoudounien)? — laves, tufs et marbres: 2300 m.

Série de base? — marbres, tufs remaniés: plus de 1200 m.

La puissance totale atteint donc au moins 8200 m et probablement plus de 8800 m; ce qui démontre le caractère géosynclinal de l'ensemble.

Série de base?

La „série de base” (présumée) est constituée de calcaires bleus marmorisés avec intercalations d'arkoses — tufs (remaniés)?

Infracambrien (Adoudounien)?

L'Infracambrien (Adoudounien)? est caractérisé par des épanchements sous-marins de laves et par des tufs marins le tout accompagné d'intercalations de calcaires marmorisés surtout blancs. Des lamelles plus foncées dans le marbre, évoquent une stratification; il semble logique d'admettre que ces marbres sont d'origine sédimentaire. La lave est une roche éruptive basique, albitisée et épimétamorphique; à l'origine il s'agissait probablement d'une andésite ou d'un basalte. Les épanchements basiques sont en effet un phénomène normale dans un géosynclinal; ces épanchements se localisent plus fréquemment dans l'axe (J. H. F. Umbgrove, 1947, p. 77).

Cette série s'est probablement déposée en milieu néritique; nous reprendrons ce point.

A quelques km de la limite est de la région cartographiée, le j. Tiner-

gouet et le j. Aoulime sont formés de roches de cette série. Ces localités, entre autres, sont citées par H. TERMIER (1946, p. 92), comme exemple d'un métamorphisme régional, antérieur à la mise en place des granites hereyniens, qu'il a observé en de nombreux endroits dans le Haut-Atlas.

En ce qui concerne l'Adoudounien épimétamorphique de la région observée, nous suggérons que ce métamorphisme est dû à l'orogénèse — qui se manifeste e. a. par le clivage — et aux conditions physico-chimiques régnantes aux grandes profondeurs atteintes par les sédiments durant le comblement du géosynclinal. Compte tenu de la puissance des sédiments sus-jacents la profondeur atteinte a dû être de l'ordre d'au moins 10 km. Donc, pour l'Ida ou Zal, nous admettons également l'indépendance de ce métamorphisme des intrusions hereyniennes. On peut se demander si l'explication suggérée ici vaut également pour d'autres exemples de métamorphisme régional dans le Haut-Atlas, signalés par TERMIER.

Dans le sommet de cette série, comme d'ailleurs dans la base du Géorgien sus-jacent, on observe des lentilles calcaires marmorisées, veinées de bleu.

La série éruptive avec intercalations de marbres passe, vers le haut, à une série de calcaires marmorisés verdâtres et de calcschistes d'âge Géorgien s. s. La régression de la fin de l'Adoudounien, que CHOUBERT a mise en évidence plus à l'E, ne semble pas avoir laissé de traces convaincantes dans les Ida ou Zal. Les quelques bandes de tuf violacé dans le sommet pourraient pourtant donner une indication en ce sens.

Géorgien s. s.

La série géorgienne est constituée d'une alternance assez régulière de petits bancs (quelques cm) de roches calcaires pures et de calcschistes, contenant des fragments arrondis d'albite. Les efforts tectoniques subsequents ont segmenté les bancs de marbre; ce qui a façonné des ovoïdes calcaires.

Une indication concernant la profondeur de dépôt de ses sédiments, pourrait être fournie par la présence de lentilles de calcaire blanc marmorisé à la base de la série. Ces lentilles contiennent *Archaeocyathus* et il n'est pas impossible qu'elles soient des accumulations d'*Archaeocyathidés*. *Archaeocyathus* était probablement une éponge, peut-être un coralliaire. Les Porifères sont rares sous 300 m et les coraux constructeurs sont exclusivement néritiques (A. Woods, 1950, p. 49). Il est donc probable que ce faciès du Géorgien s. s. est un faciès néritique.

Le sommet de l'Adoudounien contient des lentilles analogues. On n'y a pourtant jamais trouvé *Archaeocyathus*; nous admettons néanmoins un dépôt en milieu néritique pour l'Adoudounien, nous basant sur l'analogie avec le Géorgien s. s.

En remontant dans la série, les bancs calcaires marmorisés de la série géorgienne disparaissent progressivement et nous passons à un schiste calcarifère verdâtre.

Volcanisme géorgien-acadien

Une nouvelle activité volcanique affecte le géosynclinal apparemment sans que la sédimentation ait été interrompue. Notons tout de suite

qu'elle est bien plus faible et qu'elle s'étend sur une période beaucoup plus courte que celle enregistrée au cours de l'Adoudonien présumé. Bien que les épanchements de laves soient un des épisodes normaux de la formation d'un géosynclinal paléozoïque, CHOUBERT serait plutôt enclin à interpréter cette activité volcanique comme un corollaire des mouvements tectoniques se situant à ou aux environs de la limite Géorgien/Acadien. Les coulées de lave semblent peu fréquentes. On n'observe de nombreuses roches effusives, que dans le paquet charrié au N d'Agadir ou Anzizen. La région d'enracinement de ce paquet n'étant pas connue il n'a pas été possible de retrouver l'emplacement du centre volcanique. Dans le paquet, en succession stratigraphique normale, du j. Ouaremkiken—j. Tagararat on observe quelques minces coulées sporadiques de lave aux environs d'Itorra. Ce sont là les seules roches effusives du géosynclinal qui appartiennent au paroxysme de la fin du Géorgien — début de l'Acadien. La presque totalité des roches volcaniques ou quasi volcaniques est constituée de tufs remaniés et de la roche que nous avons dénommée, „tufs” aphanitiques remaniés.

G. CHOUBERT et Mlle A. FAURE—MURET ont récemment (1956) consacré une note à cette activité volcanique dans l'Anti-Atlas et le Haut Atlas occidental; ils la datent de la fin du Géorgien.

Les laves sont des spilites; les spilites pourpres à hématite sont plus fréquentes que les spilites vertes à chlorite. Pour la justification du terme de spilite et pour quelques aspects du problème de la genèse de ces laves, nous renvoyons le lecteur à la partie ayant trait à la pétrographie.

Les tufs remaniés et les „tufs” aphanitiques remaniés peuvent être pourpres ou verts; ceux-là sont le plus souvent pourpres, ceux-ci le plus souvent verts. Compte tenu du degré d'oxydation du fer dans les roches éruptives pourpres, on peut estimer que ces sédiments volcaniques ont été déposés en mer peu profonde. Une sédimentation en milieu néritique peut donc être admise. (Communication orale E. NIGGLI).

Acadien

Le sommet du „paquet volcanique” décrit ci-dessus peut être daté de l'Acadien: des fossiles ont été trouvés en certains points situés entre les zones de tuf remanié.

Les tufs proprement dits passent à l'arrière-plan, d'une manière tout à fait graduelle d'ailleurs, lorsqu'on remonte dans la série et l'Acadien ne contient bientôt plus que des „tufs” aphanitiques remaniés.

Vers le sommet de la série la roche perd de plus en plus ses caractéristiques la rattachant au volcanisme et elle passe à un schiste verdâtre contenant quelques matériaux volcaniques d'occurrence sporadique.

Bien que ces schistes verdâtres ne nous aient pas fournis de fossiles, nous croyons justifié d'inclure le tout dans l'Acadien; quoi qu'il en soit, l'âge cambrien semble indubitable.

La série acadienne se poursuit probablement dans le paquet de grès et de quartzites; nous reprendrons ce point avec plus de détail.

Dans l'Ida ou Zal on ne peut trouver aucun indice de discordance angulaire ou même de simple lacune dans le paquet géosynclinal, et ce,

depuis la „série de base” jusque et y compris les schistes verdâtres acadiens mentionnés ci-dessus.

Limite Ordovicien/Acadien

Les schistes verdâtres cambriens sont séparés du grès de base de l'Ordovicien par une limite tranchée, représentant une lacune sédimentaire (fig. 21). Les schistes verdâtres sont presque certainement de l'Acadien, tandis que l'Ordovicien ne descend certainement pas au delà du Tremadoc; la lacune représente donc probablement au moins le Potsdamien. Il s'agit ici du témoignage de la phase tectonique sarde (STILLE).

Phase sarde

Deux modalités possibles de mouvements tectoniques, ayant eu lieu entre l'Acadien et l'Ordovicien, seront examinées ci-dessous. Le premier cas sera celui d'un simple mouvement d'exhaussement, le second d'un exhaussement accompagné d'un mouvement de bascule.

A) Exhaussement.

Dans le cas d'un mouvement d'exhaussement le paquet gréseux qui est désigné ailleurs sous le vocable Acadien gréseux probable ne pourrait être attribué à l'Acadien.

La succession des événements aurait été la suivante.

La sédimentation se serait poursuivie au-delà du niveau Acadien sur lequel l'Ordovicien repose actuellement. Un bombement de fond aurait alors fait émerger l'Acadien dont la partie supérieure aurait été enlevée par l'érosion.

Le mouvement de subsidence aurait repris pendant l'Ordovicien: dans une mer en transgression un grès de base aurait été déposé sur presque tout l'Ida ou Zal.

La conception d'un simple mouvement d'exhaussement se trouve appuyée par le fait suivant: dans tous les affleurements où le contact est indubitablement normal on observe l'Ordovicien semblant reposer en concordance sur les schistes verdâtres de l'Acadien; y voir une discordance procéderait d'un point de vue arbitraire.

B) Exhaussement accompagné d'un mouvement de bascule.

Si les schistes gréseux, grès et quartzites sont réellement de l'Acadien, une discordance angulaire sarde est hautement probable.

La succession suivante pourrait avoir eu lieu.

La sédimentation aurait continuée après dépôt des schistes verdâtres: la teneur en matériaux sableux aurait augmenté en proportion inverse de l'apport de matériaux volcaniques. Ces sédiments auraient donné naissance aux grès impurs (graywackes?) qui se trouvent actuellement en position chevauchante dans le j. Issedrem et dans le j. Mzoug. Dans le j. Issedrem le sommet de ce paquet comporte un quartzite blanc qui semble témoigner d'un faciès litoral. Le géosynclinal a néanmoins continué à s'enfoncer comme en témoignent les schistes gréseux et les grès à strati-

fication bien régulière, qui surmontent le quartzite. Il s'agit sans doute encore, dans ce cas, d'une sédimentation en eau peu profonde.

La phase sarde aurait alors fait émerger ces sédiments et incliner les couches. Le paquet gréseux aurait été érodé dans l'Ida ou Zal ou bien, en tout état de cause, aux endroits où la limite Ordovicien/Acadien affleure actuellement.

La subsidence du géosynclinal a repris après la phase sarde et le grès de base se serait donc déposé sur de l'Acadien préalablement incliné.

Quelques arguments plaidant en faveur de la conception „discordance angulaire” ont déjà été développés lors de l'étude stratigraphique du sommet de l'Acadien et de la base de l'Ordovicien. Nous ajouterons simplement ici que la dernière possibilité illustre de manière attrayante le comblement graduel du géosynclinal avant que la sédimentation de l'Ordovicien n'inaugure une nouvelle phase. La concordance apparente, observée entre l'Ordovicien et l'Acadien dans la plupart des affleurements, ne serait évidemment alors qu'une pseudoconcordance. Celle-ci pourrait être expliquée à son tour en supposant que la phase sarde aurait provoqué des mouvements de bascule de même orientation que ceux attribués à une phase postérieure ayant formé le „synclinal de Tagodieht”, dans l'Ida ou Zal. En affleurement la discordance angulaire ne se marque alors que par un faible écart de pendage, ce qui ne frappe guère sur le terrain.

Nous préférons de beaucoup ce dernière conception.

Potsdamien

Aucun affleurement de Potsdamien n'étant connu au Maroc, il semble évident que cette période est représentée par la lacune signalée.

Ordovicien

Après l'interruption de la sédimentation la subsidence reprend dans le géosynclinal où elle se poursuit durant l'Ordovicien. Reprise modeste d'ailleurs: à partir de l'Ordovicien en effet, la sédimentation s'est faite en milieu peu profond. L'épaisseur totale de l'Ordovicien affleurant dans les Ida ou Zal est de 1600 m; on peut le subdiviser de haut en bas en

550 m.	Schistes noirs gréseux
480 m.	Schistes noirs tendres
600 m.	Schistes „demi-deuil”.

Schistes „demi-deuil”.

Dans l'Ida ou Zal la transgression n'a pu être datée avec précision: l'*Ullaenus perovalis* MURCHISON du Llanvirn ou du Llandeilo n'a pas été trouvé à la base. Dans des régions relativement peu éloignées on a constaté l'existence de l'Arenig dans la base; récemment G. CHOUBERT et P. HUPÉ (1955, p. 1592), ont pu démontrer l'existence du Trémadoc dans la région d'Agdz.

Compte tenu de ce qui précède on peut admettre que la transgression dans l'Ida ou Zal, n'est peut-être pas postérieure à l'Arenig et qu'elle pourrait être d'âge trémadocien.

La période d'érosion antérieure à cette transgression a dû pénéttrer la région, ce que semble démontrer l'existence d'une couche de base relativement mince et s'étendant sur une grande surface.

Durant le dépôt des couches alternativement blanches et noires — les schistes „demi-deuil” — il semble que la mer soit restée peu profonde. Rien ne nous est connu concernant les circonstances dans lesquelles cette alternance de couches blanches et noires a pu prendre naissance.

Schistes noirs tendres.

Le faciès „demi-deuil” passe graduellement, vers le haut, à un faciès de schistes noirs tendres contenant de la pyrite, du gypse, du sel gemme et au sommet, des nodules calcaires. Quelques bancs de quartzites sont probablement situés dans la zone de passage. Le dépôt de sédiments sableux à ce niveau est acceptable du point de vue sédimentologique.

Une zone de passage dans le sommet de la série schistes noirs tendres, où les schistes deviennent progressivement plus gréseux, annonce un banc de quartzite de plusieurs mètres d'épaisseur qui couronne cette étape. En cet endroit le géosynclinal est donc, une fois de plus, presque comblé. La sédimentation se continue néanmoins en milieu peu profond, et nous aurons ici le „paquet varié”. Des preuves du peu de profondeur de ce dépôt sont fournies par la structure oolithique d'une de ces couches et par les annélides fossiles recueillis dans le sommet de ce paquet. Une courte interruption de la sédimentation ne semble pas exclue dans l'Ida ou Zal.

Schistes noirs gréseux.

Après le dépôt du „paquet varié”, la subsidence se continue ce qui provoque la sédimentation de la série de schistes noirs gréseux.

Les observations concernant l'évolution du géosynclinal, observations faites à partir des sédiments, prennent évidemment fin avec l'apparition de la couverture triasique sur les schistes gréseux.

L'évolution ultérieure peut être déduite, dans une certaine mesure, de données puisées dans la littérature et d'indices fournis par le Gothlandien et le Dévonien de la région étudiée, bien que non autochtones et de provenance inconnue.

Gothlandien

G. CHOUBERT (1952, p. 115) a montré que la sédimentation a été interrompue dans l'Anti-Atlas, entre l'Ordovicien et le Gothlandien. La lacune entre les deux étages comprend l'Ashgill (supérieur?) et le Llandovery inférieur. Cette lacune correspond à la phase taconique qui s'est uniquement manifestée ici par un mouvement d'exhaussement: Gothlandien et Ordovicien sont toujours concordants dans le Sud-marocain. Les répercussions de cette phase dans le Haut-Atlas ne sont guère connues.

Le Gothlandien du Haut-Atlas est interprété par CHOUBERT comme un faciès géosynclinal typique, qui peut atteindre une épaisseur de 3000 m (décrit par E. ROCH dans les Ait Aklim à l'E du Massif Central du Haut-Atlas et dans les Jebilet — communication orale de G. CHOUBERT).

L'écaille gothlandienne de l'Ida ou Zal comprend du Wenlock et du Ludlow. Le premier se présente sous un faciès de schistes noirs à *Mono-*

graptus; on l'interprète comme un sédiment pélagique de faible profondeur.

Le Ludlow charrié de la région étudiée est formé de schistes argileux, contenant des nodules calcaires à Crinoïdes et Orthocères, interprétés également comme dépôts de mer peu profonde.

Dévonien

D'abord H. TERMIER (1936) et plus tard W. VAN LECKWIJCK (1951) ont signalé des mouvements tectoniques entre le Gothlandien et le Dévonien; ce dernier auteur les rapporte à la phase ardennaise. Dans cette phase s'inscrit un épisode d'émersion antérieur à la transgression dévonienne. Le Dévonien du Haut-Atlas est réduit et incomplet; il semble qu'on s'approche de la fin de l'approfondissement géosynclinal. Le Dévonien inclus dans l'écaïlle de l'Ida ou Zal, est du Siegénien, et ce, contrairement aux interprétations précédentes qui en faisaient du Dévonien supérieur. La transgression dévonienne est, de ce fait à l'endroit d'enracinement de l'écaïlle plus précoce que ce qu'on avait cru jusqu'ici.

L'évolution des conditions sédimentologiques durant le dépôt du Dévonien, actuellement situé dans l'Ida ou Zal, peut être reconstituée à partir de la succession des facies dans la partie de la séquence qui, dans son ensemble, ne semble pas avoir été dérangée, malgré le chevauchement. On observe de haut en bas :

- a) un grès rouge; témoigne d'un dépôt en eau peu profonde ou même continental.
- b) une zone de schistes noirs tendres, avec intercallations de bancs et de lentilles calcaires. Les lentilles sont des biohermes, ce qui indique un milieu de faible profondeur.
- c) des roches grésoschisto-calcaireuses, avec intercallations de petits bancs calcaires.

Cette séquence semble illustrer le comblement progressif du bassin.

On ne sait si le grès rouge du sommet doit encore être attribué au Siegénien. Trois affleurements dévoniens, situés ailleurs dans le Haut-Atlas, ont été rapportés au Dévonien moyen, tandis que le Dévonien supérieur semble manquer.

Le dépôt des sédiments du Dévonien moyen semble mettre un terme, définitif cette-fois, à la subsidence du géosynclinal paléozoïque inférieur. Ce terme définitif n'est en aucune façon une fin prématurée. L'activité de ce géosynclinal s'est en effet maintenue au moins depuis l'Infracambrien jusqu'au Dévonien moyen, ce qui correspond à quelques 235 millions d'années.

L'émersion dévonienne au Maroc, est généralement interprété comme une manifestation de la phase strunienne (phase bretonne de STILLE), qui inaugure la tectogenèse hercynienne (G. Choubert 1952, p. 126). La phase mésodévonienne semblerait pourtant plus indiquée, tant dans le cas du Dévonien de l'Ida ou Zal que dans celui des autres affleurements dévoniens du Haut-Atlas. Comme les répercussions au Maroc de cette

phase sont encore mal connues, nous nous bornerons simplement à mentionner cette possibilité.

Un plissement a affecté tout le paquet géosynclinal jusqu'à et y compris l'Ordovicien. La région étudiée ne permet qu'une délimitation approximative de l'âge du dit plissement. Il est postordovicien et antérieur ou contemporain de la phase tectonique hercynienne qui a provoqué les chevauchements. En théorie, cette tectogenèse pourrait être d'âge calédonien. Il est pourtant beaucoup plus raisonnable de lui attribuer un âge hercynien, car, partout ailleurs au Maroc, les plis calédoniens sont à peine connus. Il s'agit dans ce cas d'un premier mouvement annonçant la phase orogénique principale, responsable des chevauchements, ou bien d'un événement directement lié au charriage.

Résumé

Le bouclier africain a été bordé au NW par le géosynclinal dit calédonien, depuis le Paléozoïque inférieur jusqu'au Dévonien moyen. Il bordait fidèlement au N le Domaine anti-atlasique.

La sédimentation dans ce géosynclinal s'est poursuivie sans interruption, et probablement en milieu néritique, au moins depuis la „série de base” de l'Adoudounien (présumé) jusqu'à la fin de l'Acadien.

Une activité volcanique intense s'est manifestée durant l'Adoudounien : des épanchements sous-marins de laves ont recouvert des calcaires sédimentaires ; il s'agissait, dans ce cas, de coulées basiques. L'orogénèse et les conditions régnantes aux grandes profondeurs, où la série a été enfouie durant la phase terminale de l'approfondissement, sont sans doute responsables de l'épimétamorphisme qui a affecté la série et qui se traduit e. a. par l'albitisation des laves.

La période volcanique une fois terminée, c'est-à-dire, durant le Géorgien s. s., les sédiments, qui ont donné naissance à la série des marbres et calcschistes, se sont déposés.

Des témoins d'une seconde période d'activité volcanique se situent durant la fin du Géorgien, et peut-être au début de l'Acadien. Ces activités ne sont pourtant pas comparables à celles de l'Adoudounien, tant du point de vue intensité, que du point de vue durée. On y enregistre des coulées sous-marines en milieu peu profond ; dans ce cas, il s'agit de spilites. Cette série volcanique passe à des schistes verdâtres de l'Acadien, surmontés à leur tour par l'Ordovicien, qui comporte un banc de grès à sa base.

La phase sarde se manifeste par la lacune existant entre le Cambrien et l'Ordovicien. Cette phase a produit un mouvement d'exhaussement, probablement associé à un mouvement de bascule. Si l'on admet le mouvement de bascule, on peut intégrer à l'Acadien un paquet gréseux — l'Acadien gréseux probable — qui pourrait refléter le comblement progressif du géosynclinal.

L'activité géosynclinale est reprise pendant l'Ordovicien. La série ordovicienne comprenant son grès de base, ses schistes demi-deuil, ses schistes noirs tendres, son quartzite et le „paquet varié”, témoigne, lui aussi, d'une sédimentation en milieu peu profond. Il n'est pas exclu,

qu'un mouvement d'exhaussement de faible envergure ait provoqué une émergence qui aurait interrompu la sédimentation du „paquet varié”. Une reprise de la subsidence est à l'origine du dépôt des sédiments ayant donné naissance aux schistes noirs gréseux.

Les phases taconique et ardennaise ne peuvent évidemment être observées dans l'Ida ou Zal, où il n'y a ni Gothlandien, ni Dévonien autochtones.

La séquence dévonienne, pour autant qu'elle n'est pas trop dérangée, enregistre probablement le stade final du géosynclinal. C'est la phase strunienne, ou peut-être déjà la phase mésodévonienne, qui est responsable du soulèvement qui conclut le stade géosynclinal.

Le plissement qui a encore affecté l'Ordovicien est déjà d'âge hercynien.

On peut conclure par le schéma suivant, représentant le cycle calédonien dans les Ida ou Zal, parallélisé sous réserves avec les manifestations de ce cycle, reconnues ailleurs dans le Sud-marocain.

<i>Ailleurs au Maroc</i>		<i>Ida ou Zal</i>
	<u>Strunien</u>	
Exhaussement	$\left. \begin{array}{l} \textit{Phase bretonne de} \\ \textit{STILLE;} \\ \textit{Première phase} \\ \textit{hercynienne de} \\ \textit{CHOUBERT} \end{array} \right\}$	Exhaussement?
	<u>Dévonien sup.</u>	?
Non reconnu	<i>Phase mésodévonienne</i>	Exhaussement?
Sédimentation réduite et incomplète	<u>Dévonien</u>	Non autochtone Une sédimentation ne peut pas être démontrée
Plissement dans le Maroc central	$\left. \begin{array}{l} \textit{Phase ardennaise} \end{array} \right\}$	Inobservable
Exhaussement au cours du Gédinnien dans le Haut Atlas		
Sédimentation recouvrant presque tout le Sud-marocain (épaisseurs variables)	<u>Gothlandien</u>	Non autochtone. Une sédimentation ne peut pas être démontrée
Epirogenèse dans l'Anti-Atlas au cours de l'Ashgillien et du Llandovery inférieur	<i>Phase taconique</i>	Inobservable

Ailleurs au Maroc

Sédimentation recouvrant au moins tout le Sud-marocain	<u>Ordovicien</u>
Non reconnu	<i>Mouvement d'exhaussement?</i>
Sédimentation	<u>Ordovicien</u>
Lacune (?)	<u>Potsdamien</u>
Non reconnu	<i>Phase sarde</i>
Sédimentation recouvrant au moins tout le Sud-marocain	<u>Acadien</u>
Indices de trois phases dans l'Anti-Atlas	<i>Phases tectoniques „salairiennes”</i>
Volcanisme à certains endroits dans le Sud-marocain	
Sédimentation recouvrant au moins tout le Sud-marocain	<u>Georgien s.s.</u>
Sédimentation géosynclinale. Volcanisme local mais intense et de longue durée	<u>Infracambrien (Adoudounien)</u>

Ida ou Zal

Sédimentation géosynclinale
Indices d'une interruption de sédimentation
Sédimentation géosynclinale
Lacune
Mouvement d'exhaussement, probablement accompagné d'un mouvement de bascule
Sédimentation géosynclinale
Inconnu
Volcanisme restreint et de courte durée
Sédimentation géosynclinale
Probablement une sédimentation géosynclinale et un volcanisme intense et de longue durée

CYCLE HERCYNIEN

Introduction

Durant la période hercynienne l'Ida ou Zal a été le siège d'une activité tectonique intense.

Ces activités peuvent être groupées sous quatre rubriques.

1. Les manifestations affectant le substratum autochtone.
2. Les chevauchements.
3. Un mouvement local de subsidence.
4. La tectonique poststéphanienne.

Les manifestations groupées sous les rubriques 3 et 4 peuvent être datées. Le plissement du substratum autochtone et les phénomènes pouvant y être rattachés sont postordoviciens et antérieurs ou contemporains des chevauchements. Des arguments plutôt contraignants nous obligent à ranger ce plissement dans le cycle hercynien — cycle qui débute au Maroc pendant le Strunien (G. Choubert).

Les chevauchements se sont développés après le Siegénien et avant le Stéphanien (moyen?).

Les manifestations, groupées sous 1 et 2, peuvent être l'expression d'une ou de deux phases tectoniques successives; les deux points de vues peuvent être défendus. Nous sommes pourtant fortement tentés d'expliquer ces manifestations par l'action de deux phases distinctes. C'est pourquoi la phase qui affecte substratum autochtone sera dénommée „phase préliminaire” suivie par la désignation „de Tagodicht” d'après le hameau situé au centre du pré-stéphanien autochtone, et la phase qui a provoquée les chevauchements: la phase principale.

Les quatre groupes de manifestations seront analysés séparément. Après les rubriques 1 et 2 une tentative sera esquissée pour dater les phases tectoniques responsables, en tirant parti d'analogie avec des manifestations tectoniques datées dans d'autres régions du Maroc.

La subsidence sub 3 s'est manifestée durant (une partie?) du Stéphanio-Autunien.

Les mouvements sub 4 doivent être rangés dans la phase post-autunienne qui a également été reconnue dans d'autres régions du Maroc et qui peut être parallélisée avec la phase saalique de STILLE.

PHASE PRÉLIMINAIRE

I) Les manifestations affectant le substratum autochtone

Plissement

Le plissement correspondant à la „phase préliminaire de Tagodicht” n'est autre que celui du paquet géosynclinal et se manifeste par la position

monoclinale de l'Adoudounien-Ordovicien dans la coupe passant par les pentes du j. Ouaremkiken et du j. Tagararat ainsi que par l'existence des structures affectant l'Acadien-Ordovicien situé plus à l'W. Citons parmi les structures inscrites dans l'Ordovicien: 1) le synclinal qui englobe tout l'Ordovicien, dénommé „synclinal de Bouzbam”, douar situé sur l'axe, 2) le „synclinal de Tagodicht” souligné par la limite quartzitique entre les schistes noirs tendres et les schistes noirs gréseux (fig. 82)

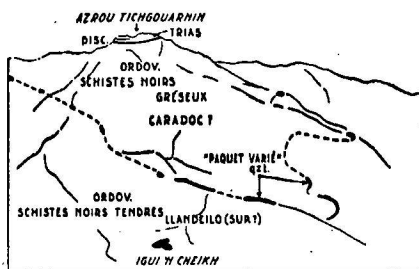
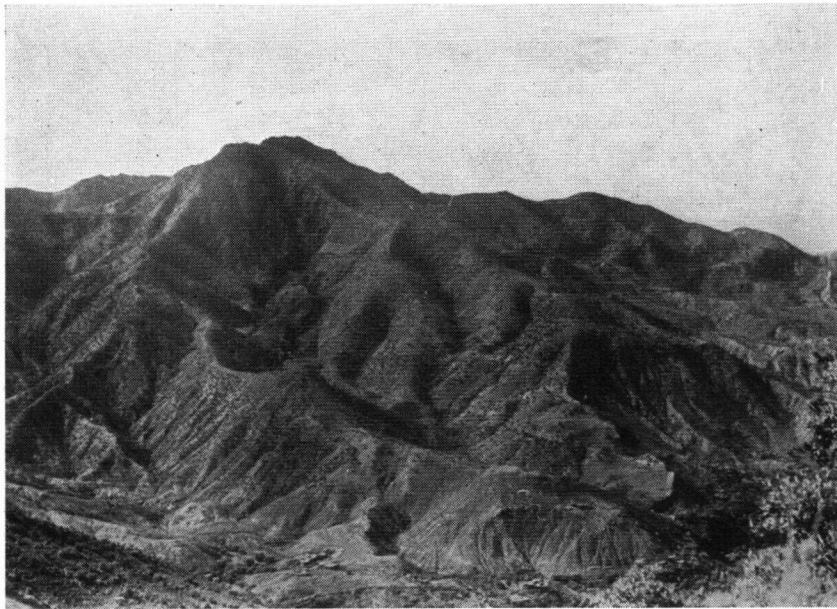


Fig. 82. Le synclinal de Tagodicht dessiné par le quartzite du „paquet varié” ordovicien. Vue du N vers le S par dessus le village Igui 'n Cheikh.

et enfin 3) le „synclinal pincé d'Alous” également souligné par le banc de quartzite du sommet des schistes noirs tendres (fig. 83).

Les éléments tectoniques de ce plissement ont une direction générale N—S dans la portion ouest des affleurements de l'Acadien et de l'Ordovicien autochtones; plus à l'E ils s'infléchissent pour prendre une direction presque NE—SW, *i. c.* l'Acadien et le Géorgien du j. Tagararat et du j. Ouaremkiken. Encore plus à l'E, en dehors de la région cartographiée,

la courbure se poursuit et la direction devient ENE (d'après les cartes de L. NELTNER, 1938 et de J. DRESCH, 1941).

Comme indiqué au paragraphe précédent l'Acadien a probablement été faiblement incliné au cours de la phase sarde. Si cela s'est réellement passé nous devons admettre que, vu la pseudoconcordance observée entre Ordovicien et Acadien, les mouvements sardes se sont exprimés, dans l'Ida ou Zal, suivant des directions pratiquement identiques à celles de la „phase préliminaire” hereynienne.

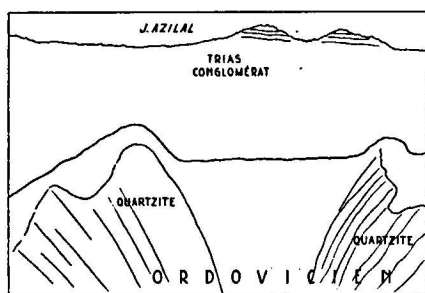


Fig. 83. Le synclinal pincé d'Alous, dessiné par le quartzite du „paquet varié” ordovicien.

Exhaussement

Pendant ou après le plissement correspondant à la „phase préliminaire”, la région a été exhaussée.

Tout le Gothlandien autochtone (probablement présent à cette époque)

et éventuellement tout le Dévonien autochtone (peut-être présent) ont été enlevés pendant l'émergence.

Il en est résulté une surface plus ou moins aplanie, par-dessus laquelle les chevauchements se sont installés ultérieurement.

Clivage

Un clivage très nette s'est développée dans les calcschistes du Géorgien s. s., affleurant sur le versant NW du j. Ouaremkiken. La direction du clivage est environ parallèle à la direction des couches.

Les pendages de clivage forment un „anticiinal”, tandis que le pendage des couches reste inchangé.

On peut admettre que ce clivage est du aux mêmes mouvements tectoniques que ceux qui ont incliné les couches dans le j. Ouaremkiken, c'est-à-dire, les mouvements attribués à la „phase préliminaire”.

Failles

Cette orogénèse est peut-être également à l'origine des failles N—S situées entre Ida ou Merouane et Arazen. Deux de ces failles ont pu être observées, quelques autres ne sont là qu'à titre d'interprétation.

Intrusion de Sidi Idir

Une intrusion affleure dans le coin ESE de la région étudiée. Il s'agit d'un feuillet intrusif composé d'une roche à albite et quartz. Il se peut qu'à l'origine il y eût une roche à plagioclases plus basiques qui aurait été albitisée plus tard par des solutions sodiques ascendantes.

Nous n'avons étudié que l'extrémité W de l'affleurement; au Sud l'intrusion est coupée par une faille, au N et à l'W elle est recouverte par l'Adoudounien, qu'elle a d'ailleurs dérangé localement. Il est impossible de dater cette intrusion dans la région étudiée. D'après son emplacement il semble qu'on puisse mettre cette intrusion en rapport avec le „granite” hercynien du Tichka.

Tentative de parallélisme chronologique

A partir des vues de G. CHOUBERT (1952) concernant la tectonique du Maroc, une tentative sera esquissée pour dater les manifestations tectoniques, qui ont affecté l'Ida ou Zal et qui sont décrites ci-dessus.

La chaîne calédonienne ne s'est pas élevée d'un seul coup; après quelques mouvements préliminaires pendant la deuxième moitié du Dévonien, l'exhaussement définitif a eu lieu, toujours d'après CHOUBERT (p. 126), durant la phase tectonique strunienne, qu'on parallélise avec la phase bretonne de STILLE; ce serait la première phase du cycle hercynien au Maroc.

La transgression y faisant suite prit une allure saccadée en rapport avec quelques phases tectoniques prémonitoires. C'est au Viséen supérieur que la transgression atteignit sa plus grande étendue; la presque totalité du Maroc est submergée — le promontoire d'Ouzellargh seul y échappe.

Donc, d'après CHOUBERT, la mer viséenne aurait également recouvert l'Ida ou Zal. Ces vues n'ont pu être démontrées dans la région étudiée. Le seul argument, bien que faible, semblant indiquer que du Viséen ait été déposé au moins dans une région relativement proche, est la découverte d'un bloc remanié à la base du conglomérat triasique, bloc qui contenait un Brachiopode carbonifère que CHOUBERT croit propre au Viséen.

Après le Viséen, la mer se retire graduellement du Maroc.

Le démantèlement des formations du Viséen a pu commencer avec la première phase postviséenne, qu'on parallélise avec la première phase sudète de STILLE.

Jusqu'à la fin du Namurien, le cycle tectonique hercynien ne s'est manifesté que par des phases prémonitoires. Les phases paroxysmales de ce cycle ne se développent qu'après le Namurien: deux phases entre le Namurien et le Westphalien C — parallélisées avec les phases de l'Erzgebirge —, et deux phases entre le Westphalien et le Stéphanien supérieur — parallélisées avec les phases asturiennes. C'est surtout la dernière phase de l'Erzgebirge qui serait responsable du faisceau de plis qui se marque dans l'Anti-Atlas. On y distingue trois directions dont deux surtout nous intéressent: le système mésétien de direction méridienne ou légèrement NNE et le système atlasique principal WSW—ENE ou même E—W (Choubert, p. 136). Dans l'Anti-Atlas on voit se dessiner un changement de direction graduel: on passe d'une direction N—S à l'W à une direction E—W à l'E. (Carte géologique du Maroc 1952: 1:200 000).

Bien que la plaine de Souss, recouverte de sédiments plus récents, masque une partie du Paléozoïque, il semble fort probable que les directions des structures de la portion W de l'Anti-Atlas se prolongent dans celles de la partie W autochtone de l'Ida ou Zal.

Un changement de direction des éléments tectoniques, analogue à celui de l'Anti-Atlas, peut être observé dans la région étudiée: direction générale N à l'W tournant vers l'E à l'E. La structure monoclinale du j. Ouaremkiken—j. Tagararat semble pouvoir être interprétée comme le flanc N d'un large anticlinorium qui embrasserait toute la largeur de l'Anti-Atlas. Des roches précambriennes affleurent dans le noyau de cet anticlinorium situé au milieu de l'Anti-Atlas; l'alignement de ces affleurements est nettement parallèle à l'axe. Le synclinal du Souss, situé au Sud du Haut-Atlas — nous admettons qu'il s'agit d'une structure importante — est dans notre conception pourtant partie intégrante dans cet anticlinorium (fig. 84).

De l'interprétation développée ci-dessus découle que le plissement du substratum autochtone de l'Ida ou Zal et le plissement de l'Anti-Atlas se confondent.

Faute de pouvoir dater le plissement du substratum autochtone dans la région étudiée, nous l'avons dénommé la „phase préliminaire de Tagodicht”. Il s'agirait, suivant les analogies développées ci-dessus, de la dernière phase de l'Erzgebirge. (Huitième phase hercynienne de CHOUBERT).

La mise en place du granite de Tichka, étudié par H. et G. TERMIER, est interprétée, sous réserve, comme manifestation syntectonique corollaire d'une des phases de l'Erzgebirge (G. Choubert, p. 134).

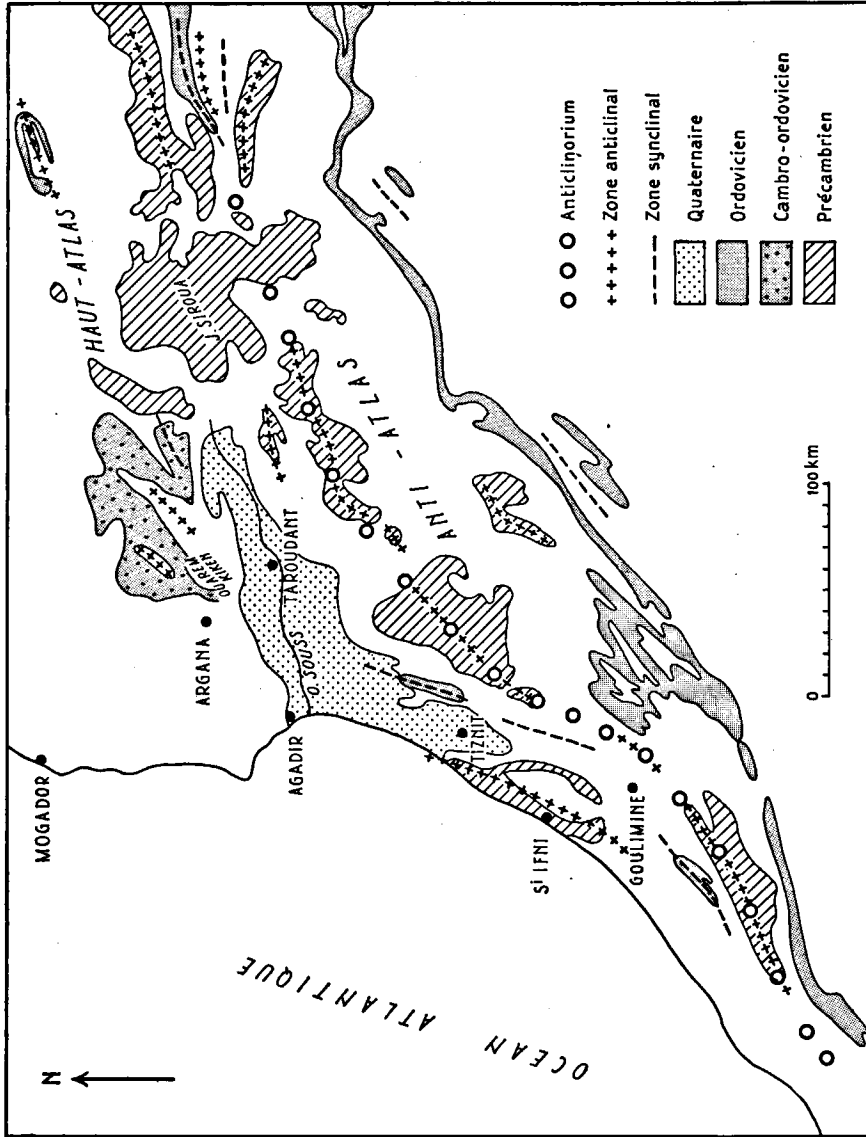


Fig. 84. Croquis structural de la partie SW du Maroc: l'anticlinorium hercynien du Haut Atlas — Anti-Atlas.

En se basant sur des arguments d'analogie, également l'intrusion de Sidi Idir pourrait s'avoir installée pendant une de ses phases.

Hypothèse ayant trait à l'origine des diverses directions de plissement

Il nous faut revenir ici sur deux points abordés au cours des paragraphes précédents.

1. Le fait que les éléments tectoniques rattachés à la phase de l'Erzgebirge se recourbent graduellement dans tout le SW marocain et passent d'une direction N—S à l'W à une direction ENE à l'E.
2. L'interprétation assimilant, dans la région étudiée, la direction des éléments tectoniques sardes à celle des éléments datant de la „phase préliminaire” (phase de l'Erzgebirge?).

Ces deux points peuvent être intégrés dans l'hypothèse suivante: la direction ENE des axes des plis (système atlastique principal) peut être expliquée par parallélisme avec la bordure du socle africain; CHOUBERT (p. 136) estime que la poussée principale venait du SE.

Le changement de direction des éléments tectoniques a pu être déterminé par l'emplacement de l'extrémité NW de ce socle, extrémité qui devait être située dans les environs immédiats. Sous l'influence de la poussée venant du SE les plis se seraient disposés conformément à ce „coin”.

Dans cet hypothèse les diverses directions des plis seraient sensiblement contemporaines.

Durant la phase sarde la poussée a pu venir de la même direction générale que durant la „phase préliminaire”. Les mêmes causes engendrant les mêmes effets, les dépôts sédimentaires auront dû se plisser parallèlement à la bordure du socle africain. Ceci expliquerait pourquoi, au moins dans les Ida ou Zal, les directions sardes pourraient être plus ou moins identiques à celles de la „phase préliminaire”; de là les (pseudo-)concordances généralement observées en affleurement.

Nous nous référons à l'avis de DE SMETTER, mentionné plus haut, qui estime que les plis calédoniens — s'il y en a dans cette partie du Maroc — emprunteront une direction parallèle au socle africain.

Résumé

La première manifestation, dans la région étudiée, des mouvements tectoniques, pouvant être rapportés avec une quasi-certitude au cycle hercynien, est le plissement de l'autochtone paléozoïque dont la formation la plus récente date de l'Ordovicien.

Ce plissement ne peut être daté dans l'Ida ou Zal; c'est pourquoi il est simplement mentionné comme „phase préliminaire de Tagodicht”. L'Ordovicien et l'Acadien situés à l'ouest forment quelques plis bien indi-

vidualisés. A l'Est, l'Acadien et le Géorgien ont été inclinés. Les éléments tectoniques de ce plissement ont une direction N—S à l'W et passent graduellement à une direction NE—SW à l'E; plus à l'E, en dehors de la région cartographiée, la courbure se poursuit et les éléments tectoniques prennent une direction presque E—W.

Il est probable, que le clivage développé dans les calcschistes géorgiens du j. Ouaremkiken, ainsi que les failles de la région d'Ida ou Merouane, sont également imputables à ce plissement. L'intrusion de Si. Idir a pu être mise en place pendant cette phase.

A partir de comparaisons avec des manifestations analogues observées et datées dans l'Anti-Atlas, il semble qu'on puisse conclure à l'attribution de ce plissement à la dernière phase de l'Erzgebirge.

L'influence de la localisation du „coin” NW du socle africain sur le changement graduel de direction des éléments tectoniques est admise en tant qu'hypothèse, les plis „s'étant ordonnés autour de ce coin”.

Les mêmes facteurs ont peut-être joué un rôle analogue durant la phase sarde; d'où la similitude des directions dans l'Acadien et des directions qui sont mises en rapport avec la „phase préliminaire” hercynienne; ce qui expliquerait les pseudoconcordances observées entre l'Ordovicien et l'Acadien.

PHASE PRINCIPALE

II) Les chevauchements

Description des affleurements

I. Les chevauchements de Talatane — coupes VIII.

Les marbres géorgiens affleurent à Talatane et au S de ce douar. La formation est fortement tectonisée et on ne peut plus y reconnaître la succession stratigraphique.

Au point topographiquement le plus bas de cet affleurement — dans l'oued au S de Tagounit — on observe une roche chiffonnée montrant la lamellisation noir-blanc caractéristique des schistes „demi-deuil” de l'Ordovicien. Près d'un important affleurement de schistes „demi-deuil”, que l'oued recoupe sur 150 m, on peut voir des écailles de cette roche au sein des marbres. Il s'agit donc ici du contact entre le Géorgien s. s. chevauché et l'Ordovicien. En cet endroit l'Ordovicien n'est sans doute pas plus autochtone que le Géorgien chevauchant. En de nombreux points où l'on peut observer les plans de chevauchement dans l'Ida ou Zal, on retrouve le plus souvent un peu d'Ordovicien entraîné. Les roches de cette série semblent avoir joué le rôle de couche lubrifiante lors des charriages.

Les marbres chevauchants sont recouverts à leur tour par un autre chevauchement. Ce dernier contact est situé à environ 400 m verticalement au-dessus de la surface de chevauchement inférieure et pend au SW. Les roches situées actuellement au sommet du Géorgien chevauché sont fortement broyées ou transformées en lamelles. La formation de cette lamellisation est allé de pair avec celle de séricite sur les plans de schistosité, ce qui a donné naissance aux „calcaires phylliteux” mentionnés lors de

l'étude stratigraphique du Géorgien s. s. C'est principalement près de la limite E, que le marbre géorgien est mélangé à une roche noire pulvérulente dont l'origine ordovicienne est pourtant reconnaissable; il s'agit sans doute d'Ordovicien sous son facies de schistes noirs tendres, entraîné lors du charriage.

Le paquet qui chevauche le Géorgien s. s., à l'E de Talatane, est composé de tufs remaniés et de „tufs” aphanitiques remaniés du paquet volcanique géorgien-acadien; les laves n'ont pas été observées ici.

La zone de mélange accompagnant la surface de chevauchement peut atteindre, en cet endroit, une épaisseur d'environ 150 m. Elle contient des écailles provenant des paquets encaissants et aussi des schistes „demi-deuil” arrachés à l'Ordovicien. Les écailles calcaires incluses dans la zone de broyage, se différencient nettement, même à distance, des autres roches; cela est dû à leur plus grande résistance à l'érosion et à leur teinte plus claire. Le chevauchement situé à l'E de Talatane n'est plus relié directement à celui situé à l'W de ce douar; on ne peut cependant douter du fait qu'il s'agit ici d'un seul et même ensemble. On ne retrouve pourtant plus de roches volcaniques remaniées dans le paquet chevauché occidental. Il est composé de schistes gréseux et de grès qui ont été dénommés: Acadien gréseux probable; les couches y ont une direction NE. Rappelons ici qu'un des arguments en faveur de leur attribution à l'Acadien est le fait qu'on les observe dans le même paquet chevauché que les roches volcaniques datées du (Géorgien)-Acadien. A la base du chevauchement on peut observer quelques écailles de marbres géorgiens, arrachés au chevauchement sus-jacent.

Un petit témoin d'Acadien gréseux probable chevauché subsiste sur le géorgien chevauché, au S du paquet volcanique chevauché à l'E de Talatane. La portion E de ce témoin est plus ou moins recouverte par un pli d'entraînement développé dans le Géorgien. Ce contact Acadien gréseux probable/Géorgien est très redressé. Il s'agit sans doute d'une écaille d'Acadien gréseux probable coincée au sommet du paquet de Géorgien chevauché.

Tout le paquet d'Acadien (+ Géorgien?) chevauché a été fortement bouleversé comme en témoignent les „graded bedding” des tufs remaniés à l'E de Talatane; on les trouve aussi bien en position inversée que normale.

Le filigrane de la disposition stratigraphique originale est peut-être encore décelable dans le paquet gréseux formant le chevauchement occidental. Les affleurements de quartzite du sommet du j. Issedrem doivent être interprétés comme ayant appartenu à une seule couche. Les failles responsables des répétitions ne peuvent être observées sur le terrain; elles ont néanmoins été partiellement dessinées sur la carte à titre d'hypothèse.

II. Les chevauchements de l'assif 'n Ida ou Moumen — coupe VIIIa.

A l'W du j. Issedrem, le Stéphanien est autochtone. La série s'est déposée sur des paquets chevauchés; ce fait peut être nettement observé

dans l'assif 'n Ida ou Moumen au coeur de l'anticlinal Stéphanien. Le noyau de cet anticlinal est occupé par un affleurement de Géorgien *s. s.* s'étendant dans l'oued sur deux kilomètres à vol d'oiseau. Les structures pouvant être décelées dans les marbres montrent à quel point ce paquet a été tectonisé (fig. 85). Le „graded bedding” développé dans les intercalations de calcschistes montrent des renversements. Les schistes gréseux et les grès de l'Acadien gréseux probable ont été chevauchés sur le Géorgien. Aux environs de la surface de chevauchement on observe une roche noire fortement broyée mais où certains traits permettent néanmoins de reconnaître l'Ordovicien: de-ci, de-là on observe e. a. des schistes „demi-deuil”.

La trace du chevauchement est parfaitement discernable sur le terrain. A l'E de l'oued la surface de chevauchement disparaît sous le conglomérat stéphanien. A cet endroit elle est caractérisée par une zone de Géorgien broyé située sous le paquet gréseux; on n'y observe pas d'Ordovicien.

Dans l'oued même on observe un affleurement d'Acadien gréseux probable qui ne s'étend que sur 500 m sur le Géorgien en direction nord, du fait que le recouvrement stéphanien, situé un peu au-dessus de la surface de chevauchement, masque le reste du paquet gréseux. Plus à l'E, l'Acadien gréseux probable affleure sur plus d'1 km entre les marbres géorgiens chevauchés et le Stéphanien autochtone. On y trouve à peu près les mêmes roches qu'au j. Issedrem.

III. Les chevauchements du j. Mzoug *s. l.* et de l'Ida ou Zal occidental.

Tout le Paléozoïque situé au N de la faille d'Agadir ou Anzizen, depuis la portion E du j. Mzoug jusqu'au Trias, qui limite la région étudiée à l'W, est interprété comme constitué d'un ensemble de chevauchements. Les chevauchements situés dans le j. Mzoug *s. l.* et ceux situés plus à l'W seront abordés séparément dans une première étude.

A. Les chevauchements du j. Mzoug *s. l.* — coupes VI, VII, VIIIa.

Le j. Mzoug montre de bas en haut: de l'Acadien autochtone des roches volcaniques géorgiennes-acadiennes chevauchées, du marbre géorgien chevauché, du Gothlandien chevauché, de l'Ordovicien chevauché et enfin de l'Acadien gréseux probable chevauché.

1) Le paquet volcanique de Géorgien-Acadien chevauché affleure exclusivement sur les flancs E et SE du j. Mzoug et y atteint une puissance maximum de 900 m. Le paquet se compose pour la plupart de tufs remaniés pourpres et d'intercalations, également pourpres, de „tufs” aphanitiques remaniés. Immédiatement au N d'Agadir ou Anzizen, on peut observer de nombreuses intercalations de laves hématitifères pourpres, rarement de laves vertes à chlorites; plus au N, on ne retrouve que quelques petites couches fort minces. Tout le paquet est fort résistant.

Le chevauchement s'est effectué sur les schistes verdâtres et les „tufs” aphanitiques remaniés de l'Acadien autochtone. La surface de chevauchement est toujours accompagnée de „tufs” aphanitiques remaniés réduits

en poussières, qui ont probablement été amenés d'ailleurs lors du charriage; cette observation vaut également pour d'autres chevauchements. La plus grande résistance des tufs remaniés à l'érosion, fait ressortir la limite entre le paquet chevauché et l'autochtone (fig. 86). Contrairement au substratum les roches du paquet chevauché ont conservé leur cohérence. On observe des „graded bedding” à travers tout le paquet: ils démontrent que



Fig. 85. Synclinal pincé dans le Géorgien s.s. chevauché, affleurant au fond de la vallée de l'assif 'n Ida ou Moumen.

les couches ont gardé partout leur position normale; les couches sont généralement inclinées vers l'ouest. C'est près d'Agadir ou Anzizen que le paquet volcanique chevauché atteint sa plus grande puissance. C'est entre deux failles de chevauchement, qu'il se termine en biseau vers le N: à l'W de Farhel, les marbres géorgiens chevauchant le paquet volcanique chevauché ne sont séparés de l'Acadien autochtone que par une bande de „tufs” aphanitiques remaniés entraînés.

2) Le chevauchement comprenant le Géorgien n'existe lui aussi que

sur le flanc E où son épaisseur maximum est de 500 m, il est constitué de calcaires et de calcschistes le tout étant marmorisé et fort schisteux.

La trace de la surface de chevauchement entre les roches géorgiennes et le paquet volcanique sous-jacent se dessine fort bien dans le paysage. Les tufs remaniés ont tenu bon jusqu'à leur sommet, et ce, contrairement au paquet de marbres qui a été nettement marqué par le charriage, principalement à sa base. La roche a été fortement broyée sur la surface de chevauchement; la schistosité domine un peu plus haut, accompagnée de développement de séricite — il s'agit des „calcaires phylliteux” déjà mentionnés lors de l'étude stratigraphique de la série. Le développement de la séricite s'amenuise à mesure que l'on s'éloigne de la surface de chevauchement sur la série volcanique.

L'ensemble du paquet a été fortement bousculé comme en témoigne la présence, dans sa masse, de petites écailles de roches volcaniques provenant apparemment de l'Adoudonien présumé.

Des mesures de pendages faites d'E en W au travers du Moulai Ali, font ressortir une sorte d'anticlinal dont l'axe, de direction septentrionale, se situe au sommet de la montagne.

La schistosité a un pendage W dans toute la coupe; les directions de la stratification et de la schistosité sont presque identiques.

Le Géorgien chevauché est surmonté par du Gothlandien chevauché.

3) Un seul affleurement, situé au Sud et contre la faille alpine E—W d'Iferd, montre la superposition du Gothlandien chevauché sur le Géorgien chevauché. Ailleurs, cette superposition procède de déduction: dans le versant ouest du j. Mzoug le Gothlandien est situé sous les chevauchements de roches ordoviciennes et de roches de l'Acadien gréseux probable, ce dernier se trouvant en tout état de cause au-dessus du Géorgien chevauché.

En dehors de l'affleurement précité, on ne peut prouver la présence de Gothlandien au-dessus du Géorgien chevauché, p. e. à l'W de Farhel. Dans d'autres cas il n'est pas représenté comme p. e. sur le versant SE et S du j. Mzoug; en cet endroit le Géorgien est directement recouvert par l'Acadien gréseux probable chevauché, avec des enchevêtrements sporadiques d'Ordovicien. Le Gothlandien se termine apparemment en biseau vers le SE et le S entre deux failles de chevauchement.

Le paquet gothlandien est intensément tectonisé. Quelques indices ayant trait à la succession stratigraphique peuvent être déduit, à partir des faunes. Le Gothlandien le plus ancien — les schistes noirs tendres du Wenlock — ont été reconnus sur la crête du j. Mzoug. Le Ludlow — schistes noirs argileux — affleure plus à l'W.

Dans le j. Mzoug le Gothlandien est presque partout chevauché par de l'Ordovicien. Le sommet du Gothlandien en contient déjà de petites écailles. En quelques endroits l'Ordovicien a disparu par cisaillement, de ce fait, l'Acadien gréseux probable chevauché recouvre immédiatement le Gothlandien. La limite entre le Gothlandien et le paquet chevauchant est toujours assez nette.

4) L'Ordovicien, chevauchant le Gothlandien, affleure sur le flanc W du j. Mzoug. De plus, des écailles ordoviciennes, petites et grandes:

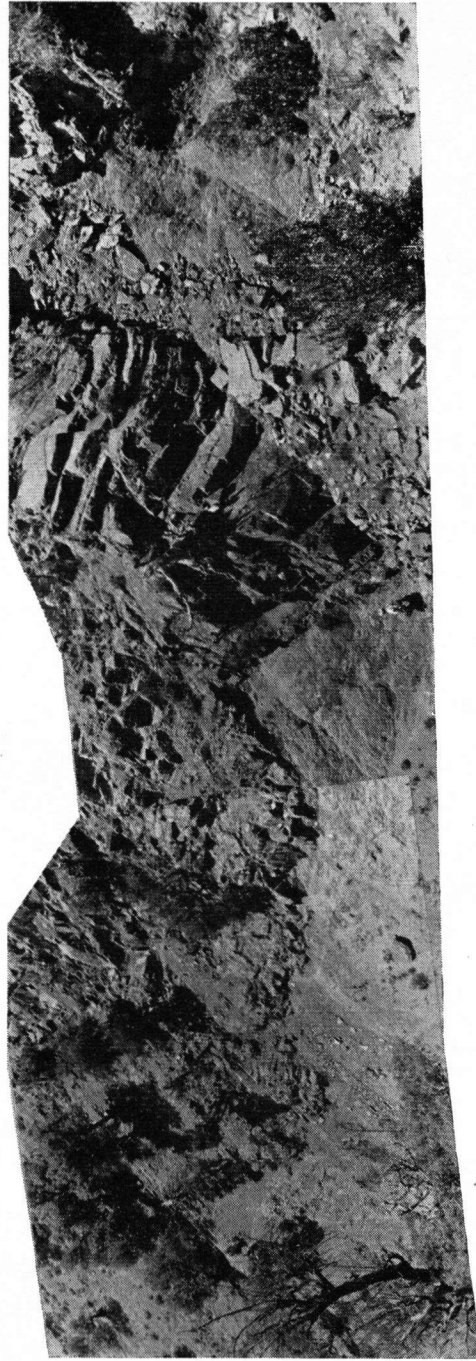


Fig. 86. L'affleurement de la surface de chevauchement entre les „tufs” aphanitiques remaniés (p.p. schistes verdâtres) acadiens et les tufs remaniés du paquet volcanique Géorgien-Acadien chevauché, sur le versant E du j. Mzoug à l'W de Zarahenrhin.

a) truffent le sommet du Gothlandien, b) se retrouvent dans la surface de chevauchement entre le Géorgien et l'Acadien gréseux probable sur le flanc sud du j. Mzoug au Nord de Ait Oukrech, et c) truffent la base du chevauchement sus-jacent.

Les quartzites entourés de Gothlandien sont attribués à l'Ordovicien; citons l'imposant massif de l'Aourir et le quartzite à l'E d'Igounane. L'argument principal invoqué en faveur de l'âge ordovicien de ces quartzites est le fait qu'ils sont, soit situés à proximité, soit liés à de l'Ordovicien identifiable. L'Aourir présente une structure d'allure anticlinale; le charriage a provoqué la répétition des couches de quartzite. Le quartzite d'Igounane forme — en allant d'E en W — d'abord un synclinal pincé puis un anticlinal couché.

Les schistes noirs isolés dans le Gothlandien peuvent être attribués à l'Ordovicien avec une quasi-certitude; il s'agit du facies de schistes noirs tendres. Ils apparaissent comme des taches sombres d'un diamètre de l'ordre de quelques dizaines de mètres, au milieu de l'argilite gothlandienne présentant une teinte claire due à l'altération. L'exemple le plus frappant peut être observé au SE d'azib Cheikh, à l'Ouest et près de la piste.

L'Ordovicien chevauché proprement dit est surtout composé de schistes „demi-deuil” lardés de petites écailles de schistes charbonneux, de grès et de quartzites. Quelques zones de grès montrent une certaine continuité.

L'Ordovicien est chevauché par de l'Acadien gréseux probable. La trace de la surface de chevauchement séparant les deux paquets est toujours très nette.

5) Sur le flanc ouest du j. Mzoug, où l'Acadien gréseux probable repose sur l'Ordovicien chevauché, on observe des petites écailles, arrachées aux roches sous-jacentes, fichées dans la base du paquet gréseux. Egalement sur le flanc ouest, un fragment d'une couche de „tufs” aphanitiques remaniés, avec des passées de tufs remaniés affleure, sur quelques dizaines de mètres, dans ce paquet gréseux.

Le paquet de grès semble peu dérangé sur le flanc est du j. Mzoug et ce, contrairement au flanc ouest, où le paquet n'est pas seulement fortement dérangé à sa base mais également vigoureusement tectonisé dans sa masse. On peut discerner des synclinaux pincés et des plis couchés de grandes allures, mais il est impossible de débrouiller la structure de l'ensemble. Dans tout le paquet la direction des couches est généralement septentrionale.

B. Les chevauchements de la portion occidentale de l'Ida ou Zal — coupes VI, VII.

Dans la portion ouest de l'Ida ou Zal on rencontre, en partant de l'E vers l'W, du Gothlandien et du Dévonien chevauchés, le dernier accompagné de roches d'âge incertain. On observe des écailles ordoviciennes incluses dans le Gothlandien situé, lui, sous de Dévonien ainsi qui au moins une grande écaille gothlandienne dans le Dévonien.

1) Le Gothlandien apparaît ici sous le facies de schistes noirs argileux prenant une teinte claire par altération; ces schistes sont pourvus des nodules calcaires qui caractérisent la série. On peut admettre que ces

nodules se répartissaient à l'origine en une ou deux zones. Des fragments de ces zones peuvent encore être observés actuellement en quelques endroits, mais en règle générale les nodules sont maintenant disséminés au hasard dans tout le paquet. Ceci démontre l'intensité des bouleversements tectoniques ayant affectés le Gothlandien.

Des écailles ordoviciennes sont incluses dans le Gothlandien immédiatement sous le Dévonien chevauché. Elles sont particulièrement abondantes au Sud; un fragment de quartzite ordovicien et un affleurement de schistes noirs tendres peuvent, entre autres, être signalés dans le Gothlandien à l'Ouest de l'Aourir.

La trace de la surface de chevauchement sous le Dévonien sus-jacent est toujours très nette.

2) Une partie du Dévonien semble avoir été déplacée sans perdre sa cohésion; il s'agit en l'occurrence de la portion formant actuellement le „bassin des trois Azib”, situé à l'ouest de l'aguenza Abdallah ou Said. On peut y reconnaître une succession stratigraphique, avec dans le sommet une zone à nodules calcaires et de biohermes (calcaires récifaux) qui s'individualise nettement sur une distance de deux km, dans le flanc est du bassin.

Le reste du chevauchement est vigoureusement tectonisé: le paquet surmontant la zone calcaire et situé sur la pente ouest de l'aguenza Abdallah ou Said — il s'agit probablement d'un paquet de roches d'âges divers — est recoupé par de nombreuses failles de chevauchement. Les biohermes, qui semblent avoir occupé une seule zone à l'origine, sont disséminés, sans aucun ordre apparent, à travers toute la portion de ce paquet situé à l'Est de l'aguenza Abdallah ou Said; on y observe de plus, sous forme de bandes discontinues: des grès, des quartzites et un conglomérat, dont les âges ne sont pas connus.

On pourrait supposer qu'une partie de ces roches soit de l'Acadien qui aurait été plus ou moins mélangé au Dévonien lors du charriage. La présence d'Acadien dans ce paquet de roches d'âges douteux, ne serait pas étonnante: le chevauchement surmontent le Gothlandien à l'E est de l'Acadien gréseux probable; il pourrait être mis en rapport avec le chevauchement à l'W, recouvrant le Gothlandien.

Au moins une écaille gothlandienne, relativement grande, a été reconnue à l'E de Tiguert; peut-être qu'il y existe aussi des écailles ordoviciennes.

IV. Les chevauchements de la région du Tameguent — coupes IX, XII.

Il a déjà été indiqué qu'à l'E de Talatane le Géorgien chevauché a été recouvert par un chevauchement de roches du paquet volcanique géorgien-acadien. De l'Ordovicien recouvre ce dernier chevauchement près de Tamsoult et plus à l'E. Ce contact n'est pas un contact tranquille: des schistes „demi-deuil” ont été déplacés sur le paquet volcanique sans qu'on puisse, pour autant, parler d'un charriage vrai. L'absence de schistes verdâtres sous l'Ordovicien pourrait être imputée à ce déplacement; la discordance angulaire présumée entre ces deux séries nous semble pourtant une explication plus satisfaisante de l'absence des dits schistes.

Plus au Nord le paquet volcanique est surmonté par un chevauchement de marbres géorgiens, qui forme la crête du Tameguent.

On peut poursuivre ce chevauchement d'un point situé au Nord de Taourmat à l'E, jusqu'à un point au delà du tizi Ourhenja à l'W (fig. 87). La surface de chevauchement est sensiblement horizontale. Des „tufs” aphanitiques remaniés pourpres ou verts, entraînés par le charriage et fortement broyés de ce fait, accompagnent constamment la surface de chevauchement.

L'épaisseur de ce paquet atteint 400 m à l'E, tandis qu'à l'W du tizi Ourhenja, on n'observe plus que quelques lambeaux isolés d'une épaisseur de quelques mètres.

Un paquet de grès, ayant l'apparence d'Acadien gréseux probable, surmonte ce Géorgien chevauché à l'E du tizi Ourhenja. Il s'agit, sans doute, du dernier témoin d'un chevauchement ayant recouvert tout ce paquet géorgien. La surface de ce chevauchement, ou plutôt ce qu'il en reste, pend au NW. Du fait de la faible épaisseur du Géorgien au point d'affleurement des grès, comparée à sa puissance bien plus grande plus à l'E, ainsi que du pendage NW de cette dernière surface de chevauchement, on peut conclure provisoirement à une terminaison, de ce chevauchement, en biseau vers l'Ouest ou le Nord-Ouest.

V. Mouvements différenciels au contact de l'Acadien et de l'Ordovicien.

Les faibles mouvements de l'Ordovicien par rapport au Géorgien-Acadien volcanique ont déjà été mentionnés aux environs de Tamsoult et aussi plus à l'E.

L'Ordovicien a également bougé par rapport au „tufs” aphanitiques remaniés de l'Acadien, au SW d'Iterra.

Dans les deux cas précités on ne peut employer le terme chevauchement, et ce, d'autant plus qu'il a été accolé à des phénomènes d'une toute autre envergure; c'est pourquoi nous parlons de „mouvements différenciels”.

L'attention doit être attirée sur le fait que le contact Ordovicien/Acadien a été une „surface de mouvement” privilégiée.

Interprétation

Les chevauchements reconnus près de Talatane sont les mêmes que ceux de l'assif 'n Ida ou Moumen.

La surface de chevauchement supérieure — entre Géorgien (sous-jacent) et Acadien gréseux probable (sus-jacent) — peut être aisément prolongée d'un affleurement à l'autre. Si l'on tient compte des observations faites sur le terrain, on doit conclure que cette surface présente des ondulations.

La surface inférieure — entre Ordovicien (sous-jacent) et Géorgien (sus-jacent) — n'affleure qu'à l'E, près de Tagounit.

Dans l'assif 'n Ida ou Moumen l'érosion n'a pas encore atteint la base du Géorgien chevauché.

Bien que les décrochements verticaux liés à la faille d'Agadir ou Anzizen et la couverture stéphano-autunienne ne permettent pas de raccords directs entre les chevauchements situés au S et au N de cette faille, il semble néanmoins évident que les deux groupes de chevauchements n'expriment qu'un seul phénomène. Cette interprétation est concrétisée par la coupe n° VIIIa. La succession: marbres géorgiens surmontés par de l'Acadien gréseux probable, observée dans les chevauchements méridionaux, se retrouve dans le j. Mzoug. Dans les deux cas on peut voir de l'Ordovicien dans la surface de chevauchement.

A l'E, les chevauchements du Tameguent surmontent celui de Talatane; ce qui démontre que les chevauchements des roches géorgiennes des deux affleurements ne peuvent être identiques. Vu la faible puissance du Géorgien dans le chevauchement nord, situé à l'E du tizi Ourhenja, il apert que celui-ci a dû être d'une importance médiocre, dans l'Ida ou Zal, par rapport au chevauchement méridional.

La région d'enracinement des chevauchements est inconnue; elle se situe en tout état de cause en dehors de la portion cartographiée. En première approximation on peut estimer que cette région doit être recherchée en direction environ SE. L'argument le plus important en faveur de cette interprétation est le fait que l'ensemble paléozoïque ouest de l'Ida ou Zal avec tout ses divers chevauchements semble montrer une structure rappelant le front d'un ensemble charrié. D'autres arguments en faveur de l'emplacement présumé des racines serait les directions „de biseautage” de quelques chevauchements ainsi que les pendages NW et W de la surface de chevauchement portant l'Acadien gréseux probable¹⁴⁾.

L'exposé ci-dessus attribue une échelle telle aux phénomènes de chevauchements qu'on peut se demander s'il ne pourrait être question d'une nappe.

Tentative de parallélisme chronologique

En théorie, le charriage, dans l'Ida ou Zal, pourrait être contemporain du plissement du substratum autochtone; il semble pourtant beaucoup plus probable que les chevauchements datent d'une phase tectonique postérieure aux mouvements de l'autochtone.

Dans le cas „simultanéité” on pourrait supposer, en se basant sur les considérations du paragraphe précédent, que les chevauchements sont imputables à la dernière phase de l'Erzgebirge. Avançons les considérations suivantes en faveur de l'autre interprétation.

D'après G. CHOUBERT (p. 125) le Maroc a connu deux phases paroxysmales situées entre les phases de l'Erzgebirge et l'Autunien: une après le Westphalien C ou au début du Westphalien D et l'autre au Stéphanien moyen; on peut les paralléliser avec les phases asturiennes de STILLE. Ces phases sont responsables du soulèvement de l'Anti-Atlas par un gigantesque pli de fond; la dernière phase a eu une influence prépondérante aux environs de Khenadza.

Dans le cas où les phénomènes de chevauchement seraient imputables

¹⁴⁾ CHOUBERT, après lecture du manuscrit, est plutôt d'avis de situer la zone d'enracinement des chevauchements au Sud, quelque part sous le Stéphanien en bordure du Sous.

à une phase postérieure à celle ayant provoqué le plissement du substratum autochtone, il nous pourrait faire appel à la première phase asturienne (neuvième phase hercynienne de CHOUBERT). La deuxième phase asturienne aurait également pu provoquer les chevauchements; cette deuxième possibilité s'inscrit cependant dans un contexte d'arguments contradictoires:

D'une part: GREBER et FEYS — B. R. P. M. Rabat — auraient récemment identifié du Stéphanien inférieur dans le bassin stéphanien de l'Ida ou Zal. Or ce bassin s'est formé après les chevauchements; ce qui nous amènerait donc à conclure que ceux-ci ne pourraient pas être raccordés à la deuxième phase asturienne.

Il semble d'autre part étrange que le paquet stéphano-autunien n'ait pas été dérangé par la phase tectonique du Stéphanien moyen — *i. c.* la deuxième phase asturienne; alors que la région de Khenadza a été le siège de mouvements importants. Il nous faut rappeler aussi que le spécialiste du Carbonifère W. J. JONGMANS n'a pas repéré de Stéphanien inférieur dans le bassin de Menizla, ce qui laisse également planer un doute quant à la présence effective de cette formation.

Dans l'esprit cette deuxième alternative — *i. c.* le Carbonifère ne descend pas au delà du Stéphanien moyen — la phase méso-stéphanienne, parallélisée avec la deuxième phase asturienne de STILLE (dixième phase hercynienne de CHOUBERT), devrait pourtant être considérée comme éventuellement responsable des chevauchements.

Les mouvements différentiels au contact de l'Acadien et de l'Ordovicien, peuvent raisonnablement être considérés comme contemporains des grands chevauchements.

Résumé

Les chevauchements semblent pouvoir se raccorder depuis Talatane jusqu'au j. Mzoug, en passant par un affleurement dans l'assif 'n Ida ou Moumen. Il s'agit, en l'occurrence, d'un grand chevauchement de Géorgien s. s. recouvert par un chevauchement de Géorgien-Acadien volcanique à l'E, d'Acadien gréseux probable ailleurs. On ne peut observer la base du Géorgien chevauché qu'au S de Tagounit, et là encore d'extrême justesse; l'Ordovicien, probablement non autochtone, y est sous-jacent.

Les surfaces de chevauchement comprennent souvent un peu d'Ordovicien et de „tufs” aphanitiques remaniés, entraînés lors du charriage.

Dans le j. Mzoug le Géorgien chevauché surmonte un paquet de Géorgien-Acadien volcanique chevauché, qui se termine en biseau vers le N; l'ensemble y chevauche de l'Acadien autochtone.

Dans la portion ouest de la région étudiée, le Gothlandien et le Dévonien chevauchés se situent, *pro parte* entre et *pro parte* devant les chevauchements du Géorgien et de l'Acadien gréseux probable; on y observe en outre un de l'Ordovicien chevauché.

Un deuxième chevauchement de roches géorgiennes existe au Tamegunt; il y est recouvert par une faible épaisseur d'Acadien gréseux probable également chevauché. Ces derniers chevauchements surmontent l'ensemble des paquets charriés mentionnés antérieurement.

La succession des chevauchements peut être schématisée comme suit :

<i>Chevauchements</i>	
Charriage supérieur (Tameguent)	Acadien gréseux probable Géorgien <i>s. s.</i> „Tufs” acadiens } situés dans la Ordovicien } surface de che- vauchement Ordovicien autochtone (?)
<i>Chevauchements</i>	
Charriage inférieur (région de Talatane, de l’as- sif ’n Ida ou Moumen, du j. Mzoug de la portion occi- dentale de l’Ida ou Zal)	Paquet volcanique Gé.-Ac } l’un (<i>p. p.</i>) } Acadien gréseux probable } ou (<i>p. p.</i>) } l’autre Ordovicien } Dévonien } (<i>p. p.</i>) Gothlandien } Géorgien (partout) Ordovicien (<i>p. p.</i>) Paquet volcanique Gé.-Ac. (<i>p. p.</i>) Acadien autochtone

Les éléments tectoniques des chevauchements sont dirigés NE—SW à l’E (j. Issedrem) et N—S à l’W (j. Mzoug).

La région d’enracinement des chevauchements est inconnue; une origine SE semble néanmoins fort plausible.

Les phénomènes de chevauchement ont pu être provoqués par la deuxième phase de l’Erzgebirge ou — plutôt — par la première ou par la deuxième phase asturienne. (Il s’agit, dans l’ordre, de la huitième, neuvième et dixième phase hercynienne de CHOUBERT).

Les mouvements différentiels de l’Ordovicien par rapport à l’Acadien sous-jacent furent probablement contemporains des grands chevauchements.

PHÉNOMÈNES POSTÉRIEURS AUX CHEVAUCHEMENTS

III) Subsidence

Un phénomène de subsidence s’est manifesté durant le Stéphanien dans une partie de ce qui fut le géosynclinal. Il s’agit, en l’occurrence, d’un affaissement provoqué par une résistance localement amoindrie du substratum et postérieur au plissement principal du géosynclinal; ce qui est d’ailleurs, en principe, un phénomène parfaitement normal. Les bassins ainsi formés sont généralement conformes aux directions structurales du substratum; les éléments tectoniques des phases précédentes les ont, en quelque sorte prédirigés.

Après les chevauchements de l’Ida ou Zal cette région présentait, tant dans ses paquets chevauchés que dans leur substratum, une orien-

tation des éléments tectoniques qui allait de N—S à l'W à NE—SW au N et à l'E.

Il est parfaitement admissible que, dans la région étudiée, la subsidence faisant suite à l'orogénèse principale, se soit développée parallèlement aux éléments tectoniques préexistants; ce qui signifie que le bassin stéphanien avait son grand axe allongé en direction nord dans l'Ida ou Zal occidental et recourbe progressivement vers l'E plus au N. Lors de l'étude stratigraphique du Stéphanien, quelques arguments ont été présentés en faveur de l'opinion, admise ici, ayant trait à la direction originale du bassin.

Cette argumentation n'implique aucunement que la faille d'Agadir ou Anzizen a déjà joué un rôle lors de la subsidence, comme cela était généralement admis. On semblait en effet d'accord pour admettre qu'il n'y a jamais eu de Stéphanien dans l'Ida ou Zal au Nord de la faille.

Le Stéphanien de l'Ida ou Zal est classé, dans les „intramontane trough" — bassins internes.

Près d'Azib Ticht il est encore possible de se rendre compte que le comblement du bassin a progressé, ici, à partir de l'E; un conglomérat deltaïque rouge s'est déposé dans un lac. La teinte rouge des dépôts situés à la base démontre qu'un climat rubéfiant s'était installé dès avant la subsidence et qu'il s'est probablement poursuivi durant le début de celle-ci.

Le Stéphanio-Autunien est un dépôt lacustre postérieur à l'orogénèse; la subsidence et la sédimentation se sont à peu près équilibrées et au dépôt des conglomérats rouges, succède un paquet de schistes gréseux et des grès verdâtres d'une épaisseur d'environ 1500 m. Des intercalations de petites couches de houille et de passées conglomératiques illustrent la profondeur minime à laquelle le dépôt s'est effectué.

La sédimentation du Stéphanio-Autunien ne semble pas avoir été dérangée par la tectonique: aucun gauchissement n'a pu être décelé dans ce gros paquet de sédiments. Il s'agit là d'un fait troublant, vu que, d'une part des investigations récentes ont suggéré l'existence de Stéphanien inférieur et que d'autre part, la deuxième phase asturienne — du Stéphanien moyen — a été interprétée, ailleurs au Maroc, comme phase paroxysmale (G. Choubert, 1952, p. 125). Il y a là, à notre avis, un argument pouvant infirmer l'âge stéphanien inférieur de la base du paquet.

Subsidence et sédimentation se poursuivent dans l'Autunien.

IV) Tectogénèse

La phase postautunienne — phase saalique de STILLE — (onzième phase hercynienne de CHOUBERT) est responsable du plissement du Stéphanio-Autunien dont les axes ont une direction générale environ E—W. Quoique la phase saalique soit encore attribuée au cycle hercynien, les éléments tectoniques qui la représentent dans l'Ida ou Zal n'ont plus les directions N—S et NE—SW, mais sont orientés d'après la direction alpine en cet endroit.

Les manifestations de cette phase de plissement sont minimales: les mouvements eux-mêmes furent peut-être de moindre envergure, mais il y a surtout le fait que le substratum à orientation N—S a opposé une résistance à la contrainte N—S.

Le substratum préstéphanien n'a, de ce fait, enregistré aucune manifestation décelable de la phase saalique.

Postérieurement au plissement, est apparu la faille *grosso modo* E—W „d'Agadir ou Anzizen" qui se traduit par un abaissement du bloc sud par rapport au bloc nord. C'est donc à cette époque que la césure entre la zone axiale et la zone subatlasique, telles qu'elles sont définies dans l'Ida ou Zal, a pris corps.

Le déplacement de la surface de chevauchement, située entre le Géorgien *s. s.* (sous-jacent) et l'Acadien gréseux probable (sus-jacent), dans l'assif 'n Ida ou Moumen, par rapport à son emplacement dans le j. Mzoug permet de conclure que le rejet total de cette faille atteint environ 1400 m. À l'W d'azib Ouanesguern on peut se rendre compte qu'un rejet de 50 m doit être attribué à la tectonique alpine; ce qui nous permet d'estimer le rejet „saalique" à environ 1350 m.

On atteint un chiffre du même ordre de grandeur pour le rejet de la faille si l'on observe que l'épaisseur de Stéphanio-Autunien au Sud de la faille est de 1500 à 1800 m.

Cette faille peut être poursuivie vers l'E où elle bifurque. Sa branche nord forme la limite sud du massif d'Ouaremniken. Le rejet principal de cette faille doit également être attribué à la phase postautunienne.

La branche sud de la faille d'Agadir ou Anzizen s'amortit à l'E de Tamsoult.

Seules la faille d'Agadir ou Anzizen et sa bifurcation-prolongement peuvent, dans l'Ida ou Zal, être attribuées avec quelque certitude au cycle hercynien. Quant aux autres failles importantes de direction E—W: faille de Tafilelt, faille d'Iferd et faille de Tirherher qui forme la limite nord du Mésozoïque situé au SE, on ne peut démontrer la réalité de leurs ébauches hercyniennes éventuelles. Vu la prédominance nette du rejet hercynien de la faille d'Agadir ou Anzizen, en regard de son rejet alpin, on pourrait supposer que ces autres failles auraient également (fortement) joué durant la période hercynienne. Le rejet hercynien de la faille de Tafilelt pourrait être démontré, la limite Ordovicien/Acadien au Nord de la faille étant connue.

Glyptogénèse

Durant la période de démantèlement, entre la naissance de la faille d'Agadir ou Anzizen et de dépôt du Trias, le Stéphanio-Autunien qui recouvrait l'Ida ou Zal au Nord de la faille a été complètement enlevé. Plus à l'W, dans l'Ida ou Ziki on observe, au contraire, du Stéphanio-Autunien conservé au Nord de cette faille.

Couverture triasique

Le Trias s'est déposé sur une surface dénudée. Dans l'Ida ou Zal cette série repose directement sur le préstéphanien autochtone ou

chevauché au Nord de la faille, tandis qu'il recouvre, en discordance, le Stéphano-Autunien au Sud de la faille.

Résumé

Un climat rubéfiant s'est installé après les chevauchements. Une subsidence s'est manifestée dans la portion ouest de l'Ida ou Zal; elle a probablement débuté au Stéphaniens moyen et s'est poursuivie jusque dans l'Autunien. Il est admissible que le grand axe du bassin de subsidence ait eu une direction parallèle aux éléments tectoniques du substratum, c'est-à-dire N—S dans la région occidentale de l'Ida ou Zal et se rabattant vers le NE—SW plus au Nord.

Le comblement du bassin a débuté par des conglomérats rouges suivis de grès et de schistes gréseux légèrement verdâtres; le tout ayant été sédimenté en milieu très peu profond: il s'agit d'un dépôt postorogénique typique.

Des observations fragmentaires incitent à conclure à des apports provenant de l'E.

La phase postautunienne (phase saalique) a plissé les strates suivant un axe de direction générale E—W; ce plissement n'a pas laissé de traces discernables dans le substratum. Quoique la phase saalique soit encore rapportée au cycle hercynien, il nous faut signaler que ses éléments tectoniques sont disposés suivant la direction alpine, dans l'Ida ou Zal.

La faille quasi E—W d'Agadir ou Anzizen, dont le rejet saalique est d'environ 1350 m, date d'après le plissement. Le bloc sud a été abaissé par rapport au bloc nord, ce qui a provoqué la coupure entre la zone axiale et la zone subatlasique de l'Ida ou Zal. D'autres failles E—W, situées dans la région étudiée, ont peut-être également pris naissance lors de cette phase.

Entre la phase d'activité principale de la faille „d'Agadir ou Anzizen” et le dépôt du Trias, le Stéphano-Autunien situé au Nord de la faille a été complètement érodé. Dans cette région le Trias repose donc directement sur le préstéphanien, tandis qu'il repose en discordance sur le Stéphano-Autunien au S de la faille.

RESUME DU CYCLE HERCYNIE

La grande régression de la fin du Dévonien est attribuée, au Maroc, à la phase bretonne qui se situe au Strunien; c'est là le début du cycle hercynien.

La transgression suivante paraît avoir eu une allure saccadée.

Sur la base d'observations faites dans les régions environnantes, on admet que l'Ida ou Zal a été submergé par la mer viséenne. Si cette invasion marine a été accompagnée de sédimentation, on doit admettre que ces couches ont été érodées après la régression, attribuée dubitativement à la première phase sudète.

A notre avis, la région a été plissée, lors d'une phase tectonique sans doute antérieure aux chevauchements; phase que nous avons dénommée „phase préliminaire de Tagodicht”. Ce plissement s'exprime dans les structures de l'autochtone. Des données fournies par l'interprétation tectonique de l'Anti-Atlas, nous font penser que cette phase peut être parallélisée avec la deuxième phase de l'Erzgebirge. Les éléments tectoniques de ce plissement sont orientés N—S dans l'Ouest de l'Ida ou Zal autochtone et deviennent graduellement NE—SW à l'Est. Plus à l'E, en dehors de la région étudiée, cette courbure se poursuit, ce qui se traduit par des directions ENE—WSW. L'exhaussement qui y faisait suite pourrait avoir déclenché une érosion qui aurait enlevé le Gothlandien et le Dévonien éventuellement présent jusqu'alors. Il en est résulté une surface plus ou moins aplanie, sur laquelle le charriage s'est effectué.

Nous admettons que la direction tectonique N—S dans l'Ida ou Zal occidental se poursuit au Sud dans les structures de même direction situées dans l'Anti-Atlas occidental (système mésétien). Le Paléozoïque du Haut Atlas, qui pend au NW et au NNW (système atlasique principal) forme probablement le flanc Nord d'un anticlinorium dont le Paléozoïque des contreforts méridionaux de l'Anti-Atlas, pendant au SE et au SSE, formerait l'autre flanc. Notre conception inclut dans cet anticlinorium le synclinal du Souss, situé au Sud du Haut-Atlas. En bref, et vu dans son ensemble, on peut dire qu'un faisceau de plis attribué à la deuxième phase de l'Erzgebirge passe d'une direction N—S à l'W, à une direction E—W à l'E dans le Sud-marocain.

Nous admettons l'hypothèse que ce phénomène est en rapport avec l'emplacement de l'extrémité NW du socle africain; emplacement situé en cet endroit.

L'intrusion de Si. Idir a pu être mise en place lors de cette phase.

L'Ida ou Zal a été le siège de chevauchements. En théorie ils pourraient dater de la phase tectonique, qui a provoqué les plissements de l'autochtone. Nous admettons pourtant que le charriage doit être attribué à une phase postérieure, i. c. une des phases asturiennes.

Un grand chevauchement, dont l'origine se situe probablement dans

une direction approximativement SE, peut être suivi du SE vers l'W dans toute la région étudiée. *Grosso modo* la superposition est la suivante (de bas en haut): (autochtone) — série volcanique du Géorgien-Acadien — Géorgien s. s. — Acadien gréseux probable; le Gothlandien et le Dévonien charriés situés dans la partie ouest de notre région forment, à notre avis, le front de ce grand chevauchement; les surfaces de chevauchements contiennent presque toujours un peu d'Ordovicien, tandis qu'une grande écaille ordovicienne surmonte le Gothlandien chevauché. Un autre chevauchement plus petit, composé principalement de Géorgien s. s., a recouvert le grand chevauchement dans l'E de la région étudiée.

Les éléments tectoniques des paquets chevauchés présentent des directions NE—SW au SE et N—S à l'W.

Un climat rubéfiant s'est installé après les chevauchements, avant et durant le début du Stéphanien.

Une subsidence s'est fait sentir depuis le Stéphanien (inférieur ou moyen) jusque dans l'Autunien; elle se manifestait dans la portion ouest de la région étudiée. De ce fait un bassin interne s'est installé, son grand axe était probablement dirigé parallèlement aux éléments tectoniques locaux, c'est à dire N—S puis, se recourbant vers le Nord en direction de l'E. Une sédimentation lacustre s'y est installée.

La phase postautunienne — correspondant à la phase saalique de STILLE — est responsable d'un faible plissement dans ce bassin, les axes y ont une direction *grosso modo* E—W; cette phase est déjà alpine quant à sa direction.

La faille E—W d'Agadir ou Anzizen s'est manifestée pendant ou après le plissement; elle a provoqué un abaissement du bloc sud par rapport au bloc nord d'environ 1350 m.

D'autres failles E—W ont pu s'ébaucher dès cette époque; les mouvements alpins de ces failles ont néanmoins si bien masqué leur origine hercynienne éventuelle, que celle-ci ne peut plus être démontrée.

Le Stéphanien-Autunien, déposé dans l'Ida ou Zal au Nord de la faille, a complètement disparu; le Trias s'est alors déposé sur cette surface complètement dénudée.

Au S le Trias surmonte le Stéphanien-Autunien en discordance.

Ci-dessous le schéma proposé pour le cycle hercynien.

<i>Ailleurs au Maroc</i>	<u>Trias</u>	<i>Ida ou Zal</i>
Plissement	{ Phase postautunienne Phase saalique de STILLE	{ Démantèlement complet Failles Plissement; axe de direction approximative E—W
Sédimentation locale	<u>Stéphanien-Autunien</u>	Subsidence; sédimentation dans un bassin interne de direction N—S

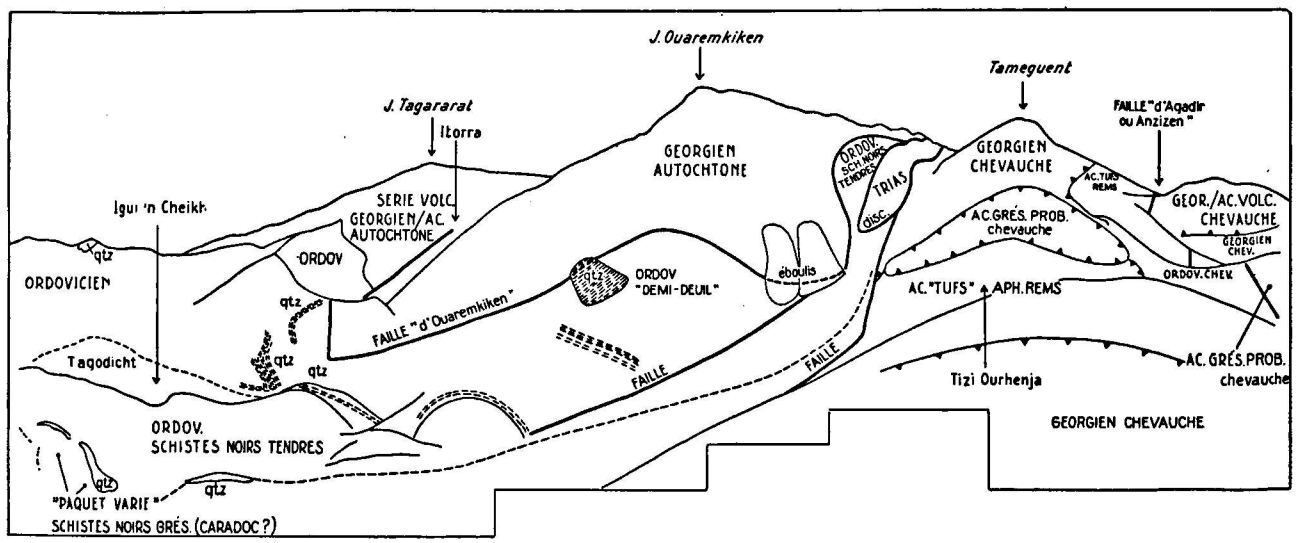


Fig. 87. Vue panoramique sur les jebel Tagararat, Ouaremkiken, et Tamequent. Situation du spectateur: sur l'affleurement de Géorgien s.s. chevauché à 300 m à l'W, du tizi Ourhenja, regardant vers le ENE.

Vaste bombement de l'Anti-Atlas	<i>Une des phases asturiennes (?)</i>	Grands chevauchements
Plissement: Syst. mésétien (N—S) à l'W; syst. atlasique principal (WSW—ENE) dans le Haut-Atlas; syst. ougartien (NW—SE) dans l'Anti-Atlas Mise en place du granite de Tichka	<i>Deuxième phase de l'Erzgebirge</i>	Exhaussement: érosion et installation d'une surface aplanie Plissement: éléments tects. N—S à l'W, se recourbant vers NE—SW à l'E Mise en place de l'intrusion de Si. Idir?
Erosion	<i>Première phase sudète</i>	Erosion du Viséen?
Exhaussement		Exhaussement
Sédimentation sur une grande partie du Maroc	<u>Viséen</u>	Sédimentation?
	<u>Strunien</u>	
Exhaussement	<i>Phase bretonne de STILLE</i> <i>Première phase hercyn. de CHOUBERT</i>	Exhaussement?

CYCLE ALPIN

Après la phase hercynienne, plus précisément postautunienne, l'érosion modèla un relief appalachien dans l'Ida ou Zal.

Observations

Sédimentation.

A l'époque la région était soumise à un climat rubéfiant qui s'est poursuivi jusque bien avant dans le Trias.

Le relief créé par l'érosion a été fossilisé par les dépôts triasiques. Lors de l'étude stratigraphique de cette série, le relief sous-jacent a été longuement discuté. Une portion de la région étudiée était occupée à cette époque par un lac dans lequel des conglomérats deltaïques furent sédimentés. De l'orientation et de l'étendue de ces dépôts deltaïques on doit conclure que les sédiments provenaient du SE.

La limite ouest de ce lac a pu être précisée près d'azib Oualemsa où ses bords étaient fort escarpés. A l'Est, près de Tafilelt et au Nord de cette localité, le Trias butte contre le Primaire. Nous admettons que la limite est du lac n'était sans doute guère éloignée de cette zone; la rive y était en pente douce.

A en juger d'après la puissance considérable du Trias, une subsidence s'est manifestée, dans la région étudiée comme plus à l'Ouest, après, et peut-être déjà pendant la sédimentation dans ce lac. Il nous semble que cette subsidence est l'amorce de la Fosse des Haha où l'affaissement paraît s'être poursuivi jusqu'à la fin du Crétacé avec sans doute une interruption à la limite Trias/Lias.

Après comblement du lac, les régions environnantes furent à leur tour recouvertes de sédiments. Il semble évident que la vitesse d'écoulement des eaux, transportant le matériel d'origine continental, a dû être beaucoup plus faible dans ces régions étendues; la capacité de transport a donc diminué et les sédiments déposés furent principalement sableux.

La subsidence se poursuivant, des incursions marines se produisent, suivies régulièrement de périodes d'évaporation intense — d'après Mme S. DEFRETIN et E. FAUVELET. La sédimentation est argileuse.

L'extension originale du bassin triasique, ainsi que sa forme, ne peuvent plus être reconstruites. Près de Tafilelt on peut observer que la limite entre le Trias et le Primaire se poursuit, en gros, vers le NNE. Une vue plus générale (*cfr* la carte de J. DRESCH, 1941) indique d'ailleurs pour la limite est du „couloir triasique” une direction approximative NNE. Dans l'Ida ou Zal ainsi que probablement en dehors de cette région, la direction de cette limite est *grosso modo* parallèle aux éléments tectoniques du Primaire sous-jacent, abstraction faite du faible plissement E—W exprimant la phase saalique dans le Stéphano-Autunien. Le Trias

pourrait donc être interprété comme sédimenté, partiellement, dans un „intramontane trough” (bassin interne) et partiellement dans un „marginal deep” (cfr J. H. F. Umbgrove, 1947, p. 45).

Nous n'avons pas poussé plus loin l'étude des dépôts secondaires sur le terrain. L'histoire du cycle alpin sera esquissée pour autant qu'il a pu affecté l'Ida ou Zal et les régions avoisinantes, à partir des données de G. CHOUBERT (1952).

La fin du Trias fut marquée par une activité volcanique intense et de longue durée. Le bassin était émergé au plus tard à la fin de cette période volcanique; le conglomérat de base du Lias ravine en effet le sommet des laves (observation de E. ROCH, à l'W d'Argana 1930, p. 187).

L'émersion du Trias pourrait être imputée à une phase tectonique, jadis signalée par E. ROCH et P. FALLOT, phase qui serait à notre avis à paralléliser avec la phase cimérienne ancienne de STILLE.

Au cours du Lias la subsidence semble avoir été lente. Au Jurassique moyen on observe une sédimentation lagunaire. La subsidence ne reprend activement qu'à partir de Jurassique supérieur et se poursuit alors jusqu'à la fin du Crétacé. Cette sédimentation est localisée en ce qui concerne le Haut-Atlas occidental, dans la Fosse des Haha proprement dite. Un peu d'Eocène pourrait avoir été déposé dans ce bassin, mais lors de la régression postlutétienne la mer se retire de toute façon définitivement du Haut-Atlas et ce domaine sera dès lors soumis à une évolution continentale (G. Choubert, p. 152).

Dans la région étudiée on ne peut dater les témoignages de la tectonique alpine; il est même impossible de reconstituer l'ordre chronologique des événements avec une certaine précision.

Nous avons procédé ci-dessous à l'inventaire des effets du cycle alpin dans l'Ida ou Zal; ce n'est qu'après qu'il sera tenté d'intégrer ces manifestations dans les phases tectoniques distinguées par CHOUBERT.

Plissement.

Les seuls affleurements datant du Secondaire sont, dans la région qui nous occupe, à rapporter au Trias dont le pendage s'établit au Nord, du moins en première approximation. La carte de E. ROCH (1930) montre la direction sensiblement E—W des plissements affectant le Secondaire dans l'Ouest du Haut-Atlas. L'axe des plis est donc perpendiculaire à ceux du Primaire préstéphanien sous-jacent. Nous nous rangeons de bonne grâce à la conception de CHOUBERT qui impute la faiblesse des manifestations du plissement alpin dans cette région du Maroc, à la différence de direction mentionnée plus haut; le style N—S des terrains sous-jacents a fait échec la contrainte N—S des poussés alpines.

Comme indiqué au paragraphe précédent, la direction postautunienne est également E—W dans l'Ida ou Zal. Il en résulte que les pendages du Stéphanien-Autunien et du Trias sont de même direction mais d'inclinaison différente. De ce fait la discordance angulaire n'est guère apparente dans l'Ida ou Zal; la même difficulté se présente dans l'Ida ou Ziki à l'ouest de la région explorée.

Failles.

Toutes les failles de direction E—W, qui recouperont notre région ont joué après le Trias. A notre avis ces failles auraient déjà pu fortement jouer suite aux mouvements hercyniens, on aurait du moins avoir pu être ébouchées dès cette époque. Dans le cas de la faille d'Agadir ou Anzizen on a pu démontrer que le mouvement principal a été un mouvement hercynien tandis que le rejet alpin, observé à l'Ouest d'azib Ouanesguern, n'est que de 50 m; la lèvre sud est descendue par rapport à la lèvre nord. En ce qui concerne la faille qui borde le Massif d'Ou-aremkiken au Sud et à l'Ouest, on peut être presque certain de l'âge hercynien du décrochement principal; l'influence alpine peut être observée dans la bordure faillée du Trias au talaat es Slempt.

Ci-dessous l'inventaire des failles dont on n'a pu observer que le rejet alpin:

F a i l l e d e T a f i l e l t — le rejet n'a pu être déterminée qu'approximativement, près d'azib Aguerd 'n Taourirt il est de l'ordre de 1100 m; la lèvre nord est descendue par rapport à la lèvre sud. Un rejet hercynien éventuel ne pourra être mesuré que lorsque la limite acadien/ordovicien aura été localisée au nord de la faille.

Une faille plus petite se situe au Sud de la précédente; on y observe un rejet de 50 m dans le même sens.

F a i l l e d e t i z i S i l k i s s — le rejet atteint environ 200 m en cette localité; la lèvre nord est descendue par rapport à la lèvre sud. La faille s'amortit vers l'Ouest et disparaît à l'Est de Sanaga.

F a i l l e d ' I f e r d — à hauteur de ce douar le rejet est de 200 m; la lèvre nord est abaissée par rapport à la lèvre sud.

F a i l l e d e T i r h e r h e r — elle forme la limite entre le Primaire et le Secondaire dans le SE de la région explorée. Le rejet a dû être important, mettons de l'ordre de 1000 m; la lèvre sud a été abaissée par rapport à la lèvre nord. Il est probable que cette faille n'est pas distincte de celle de Menizla où le rejet est également estimé à 1000 m.

Du mouvement relatif des blocs on peut conclure que la zone axiale de l'Ida ou Zal est située entre la faille d'Iferd (N) et la faille d'Agadir ou Anzizen (S).

Dans le SE de la région étudiée les plans de faille de direction E—W sont très peu inclinés par rapport à l'horizontal et pendent au Nord. Près d'Agadir 'n Tadert la faille mettant en contact le Secondaire (S) et le Primaire (N) — faille de Tirherher — montre un pendage de 25° (coupe IX). Les failles plus au Nord dans cette même coupe pendent également au Nord.

Au NE de l'Ida ou Zal la faille (partiellement?) alpine pend au Sud: près d'Argue, la faille de Tafilelt pend à 40°.

Il semble qu'il s'agit là d'inclinaisons de failles très communes dans le Haut-Atlas: les failles situées au Nord, pendent au Nord et les failles situées au Nord pendent au Sud; on observe localement des recouvrements, des déversements et même de véritables chevauchements. L. NELTNER (1938), en fournit deux exemples: une coupe passant par l'aile sud du Haut-Atlas près de l'oued Lmdad, à environ 60 km à l'Est de la région étudiée,

(p. 235), et une coupe passant par Meggount à la limite est de l'Ida ou Zal (p. 253). J. DRESCH (1941, p. 75) reproduit une coupe de L. CLARIOND sur laquelle on peut observer le pendage nord de la faille E—W de Menizla. Les coupes de DRESCH situées à l'Est de notre région, montrent également le faible pendage des failles (p. 85 et 86). Il nous semble qu'on peut légitimement conclure de ces faits à une poussée N—S, contemporaine ou postérieure des mouvements ayant provoqué la réactivation de ces failles.

La structure d'Agadir ou Anzizen est sans doute également imputable à cette poussée (carte de détail I). Dans ce cas les chevauchements du j. Mzoug ont subi d'abord un abaissement relatif au Sud par le jeu d'une faille (hercynienne?). Une poussée N—S relativement récente a formé un synclinal couché contre le plan de faille nord. La succession originale dans le j. Mzoug était à cet endroit: Géorgien s. s. chevauché surmonté par l'Acadien gréseux probable chevauché. La position horizontale du synclinal alpin a reporté, près d'Agadir ou Anzizen et plus à l'Est, le Géorgien s. s. sur l'Acadien gréseux probable (coupes X et XI). Le plissement synclinal couché peut être bien observé sur le terrain au NW de la maison la plus occidentale d'Agadir ou Anzizen.

A l'Est, immédiatement au Sud du chevauchement du Tamegunt, on peut observer une structure qui n'est sans doute qu'une autre conséquence de cette poussée N—S. Sous la surface de chevauchement on décèle un synclinal couché qui reporte l'Acadien, sous son facies de „tufs” aphanitiques remaniés, sur l'Ordovicien (coupe IX).

Exhaussement

La tectonique tardialpine s'est manifestée, en dehors des poussées mentionnées, par un exhaussement du Haut-Atlas. Ultérieurement il semble que le soulèvement se soit fait d'une manière discontinue comme en témoigne les niveaux d'érosion qu'on peut reconnaître dans l'Ida ou Zal entre la Surface préhammadienne et la Surface villafranchienne.

Tentative de parallélisme chronologique

La chronologie des manifestations de la tectonique alpine de l'Ida ou Zal peut être abordée à partir de comparaisons avec des manifestations datées, observées en d'autres régions du Maroc. L'ouvrage d'ensemble de G. CHOUBERT et J. MARÇAIS concernant la Géologie du Maroc (1952) sera mis à profit à cet effet.

CHOUBERT n'insère pas les mouvements dont il fait mention dans la classification de STILLE. Dans bien de cas la concordance semble néanmoins si frappante que nous mentionnerons, avec les réserves d'usage, les phases correspondantes. (La classification de STILLE est empruntée à l'ouvrage de J. GOGUEL, 1952, p. 264).

Le mouvement le plus ancien mentionné par CHOUBERT est situé à la fin du Jurassique ou au début du Crétacé — phase cimérienne récente de STILLE. On lui attribue entre autres un léger „rejeu” du pli de fond anti-atlasique et vraisemblablement un premier soulèvement du Haut-Atlas (p. 146).

Il est possible que quelques failles E—W aient rejoué dans l'Ida ou Zal.

Le Méso-crétacé fut marqué par une transgression importante. La répartition des facies côtiers du Crétacé amène J. DRESCH à supposer que la zone centrale du Haut-Atlas serait restée émergée — situation qui ne s'est plus modifiée. Une importante régression qui englobe le Coniacien — peut-être déjà le Turonien supérieur — s'est manifestée entre le Céno-mano-Turonien et le Sénonien. Elle est en rapport avec une faible phase tectonique (p. 148) — phase subhercynienne de STILLE.

Dans la région qui nous occupe des témoins de cette phase ne sont pas connus.

La transgression suivante ne se manifeste clairement qu'au Santonien (p. 149). Elle n'a probablement pas atteint l'Ida ou Zal. Le cycle sédimentaire sénonien se termine au Maroc par une régression semblable à celle du Turonien supérieur-Coniacien (p. 150) — phase laramienne de STILLE.

L'influence de cette phase n'est pas connue dans l'Ida ou Zal.

Le cycle sédimentaire qui suit est le cycle maestrichtien-éocène. L'Ida ou Zal est resté émergé.

La phase tectonique postéocène (postlutétienne) ne présente qu'une minime importance. Il s'agit dans ce cas de la première phase pyrénéenne (p. 153) — phase pyrénéenne de STILLE. Elle a dû soulever le Haut Atlas et y esquisser les principaux plis.

On peut supposer que l'ébauche des plis E—W relevés dans le Trias de l'Ida ou Zal ait été formée pendant cette phase. Vu le faible rejet alpin de la faille d'Agadir ou Anzisen on doit expliquer l'exhaussement de cette portion du Haut-Atlas par le jeu de la faille bordière sud (faille de Menizla, qui n'est probablement pas distincte de la faille de Tirherher).

Le cycle sédimentaire „oligocène" fut précédé de la deuxième phase pyrénéenne (p. 153) — phase helvétique de STILLE. CHOUBERT suggère que le plissement a probablement été important dans le Haut Atlas.

En ce qui concerne l'Ida ou Zal il se peut que le plissement des terrains secondaires se soit poursuivi. Durant la période de stabilité y faisant suite, on assiste à la formation de la Surface préhammadienne.

Le plissement posthercynien le plus important du Haut-Atlas doit être attribué à la première phase purement alpine (phase vindobonienne, phase antétortonienne) qui se situe entre le Burdigalien et le Tortonien (p. 155) — phase styrique ancienne et/ou récente de STILLE. Cette phase concorde avec le soulèvement de la Surface préhammadienne qui se dis-sèque. C'est elle qui est responsable de la formation d'écaillés dans le Haut-Atlas.

La structure définitive du Trias de l'Ida ou Zal a probablement été établie au cours de cette phase. La Surface préhammadienne a été ex-haussée. Sous l'influence de la poussée les failles méridionales et sep-

tentrionales ont acquis leur position peu inclinée par rapport à l'horizontal tandis que s'établissaient les structures alpines d'Agadir ou Anzizen et celle située sous le chevauchement du Tameguent.

Un relief appalachien s'est alors établi sur une partie du Maroc. La présence de (quatre?) niveaux d'érosion entre la Surface préhammadienne et la Surface villafranchienne, reconnue par J. DRESCH (1941) dans le Haut-Atlas, et par l'auteur dans l'Ida ou Zal, invite à reconnaître l'existence d'autant de pulsations tectoniques. La Surface villafranchienne a été exhaussée à la fin de cette période pendant une phase tectonique d'importance primordiale dans l'évolution du relief marocain. L'érosion corrélative a créé le relief actuel. Les oscillations du niveau des mers — probablement en rapport avec les périodes glacières — et peut-être des mouvements d'exhaussement, ont contribué à établir plusieurs terrasses échelonnées dans les vallées entre la Surface villafranchienne et le cours actuel des rivières.

Dans l'Ida ou Zal on peut observer un niveau et quatre terrasses.

Résumé

Un relief appalachien fossilisé par les dépôts du Trias s'est établi après la phase tectonique postautunienne. La période qui se poursuit bien avant dans le Trias a été marquée par un climat rubéfiant.

Une portion de la région étudiée fut occupée par un lac, comblé par des dépôts constitués principalement de conglomérats deltaïques; les matériaux provenaient d'une région située au SE. Le Trias est une série subsidente — il s'agit des premières manifestations de la Fosse des Haha située à l'Ouest. La base est formée de dépôts continentaux qui seront interrompus plus tard par des incursions marines. Cette Fosse pourrait être interprétée comme un „intramontane trough” (bassin interne), ou (et) comme un „marginal deep”. Après (et pendant?) les épanchements volcaniques de la fin du Trias, la Fosse était (totalement?) émergée à la suite d'un mouvement d'exhaussement.

Sur le terrain, l'étude du Secondaire n'a pas pu être poursuivie. La subsidence a dû être faible durant le Lias; une nouvelle série subsidente s'est déposée entre le Jurassique supérieur et le Crétacé. Des sédiments éocènes auraient pu être déposés mais il est hors de doute qu'après la régression postlutétienne le Haut-Atlas reste définitivement émergé.

Le Trias n'a été que très faiblement plissé dans la région étudiée. Toutes les failles E—W ont encore joué après le Trias, mais nous admettons qu'elles se sont, pour le moins, ébauchées à la fin du cycle hercynien. La zone axiale de la région étudiée n'est autre que le bloc compris entre la faille d'Agadir ou Anzizen et la faille d'Iferd. On peut relever des indications quant à l'existence d'une poussée N—S pendant ou après les mouvements alpins des failles: les failles septentrionales pendent faiblement au Sud, les failles méridionales au Nord. Des structures alpines se sont formées près d'Agadir ou Anzizen et immédiatement au Sud du Tameguent.

La tectonique tardialpine du Haut-Atlas ne s'est dès lors manifestée que par des exhaussements.

Les manifestations tectoniques observées dans l'Ida ou Zal ne peuvent être datées que par voie de comparaison. Des données empruntées à CHOUBERT ont permis d'établir le schéma suivant:

— l'Anti-Atlas ne sera plus submergé; quand nous mentionnerons une sédimentation „ailleurs au Maroc” il est bien entendu que l'Anti-Atlas ne peut y être inclus.

<i>Ailleurs au Maroc</i>		<i>Ida ou Zal et ses environs</i>
Etablissement du relief actuel	Oscillations du niveau des mers <i>Exhaussement (?)</i>	Etablissement du relief actuel
Terrasse?	<i>Exhaussement tardivillafranchien</i>	Un niveau
Formation d'une surface d'érosion	<u>Villafranchien</u>	Formation d'une surface d'érosion
Quatre niveaux dans le Haut-Atlas	<i>Pulsations tectoniques</i>	Quatre niveaux
Colmatage du relief pré-existant; formation de la surface hammadienne	<u>Pontico-pliocène</u>	Pas de dépôts
Mise en place des nappes rifaines Exhaussement de la Surface préhammadienne Pli de fond antiatlasi-que soulevé	} <i>Phase vindobonienne</i> = <i>phase antétortotienne</i> (<i>Phase styrienne ancienne et/ou récente de STILLE</i>)	} Le secondaire est définitivement plissé Structures d'Agadir ou Anzizen et au Sud du Tameguent Les failles tendent vers un faible pendage Exhaussement de la Surface préhammadienne
Bassins à Clavator à l'E		
Formation de la Surface préhammadienne	<u>Oligocène</u> Période de stabilité	Formation de la Surface préhammadienne
Plissement du Haut-Atlas Exhaussement du pli de fond Anti-Atlasi-que	} <i>Deuxième phase pyrénéenne</i> (<i>Phase helvétique de STILLE</i>)	} Plissement du Secondaire
Ebauche des premiers plis dans le Haut-Atlas Soulèvement de l'Anti-Atlas et du Haut-Atlas		

<i>Ailleurs au Maroc</i>		<i>Ida ou Zal et ses environs</i>
Dépôts contournant le Haut-Atlas	<u>Maestrichtien</u>	Le Haut-Atlas s. s. reste émergé
Régression	<i>Mouvements tectoniques</i> (Phase laramienne de STILLE)	?
Transgression	<u>Cycle sédimentaire sénonien</u>	Sédimentation dans la Fosse des Haha Le Haut-Atlas reste émergé
Régression	<i>Mouvements tectoniques</i> (Phase subhercynienne de STILLE)	?
Transgression importante	<u>Mésocrétacé</u>	Sédimentation dans la Fosse des Haha Le Haut-Atlas reste émergé
Premier soulèvement du Haut-Atlas	<i>Exhaussement</i> (Phase cimérienne récente de STILLE)	Rejeu des failles hercyniens E—W dans l'Ida ou Zal
Sédiments puissants à l'E	<u>Jurassique supérieur</u> <u>Jurassique moyen</u>	Largement développé dans la Fosse des Haha Lagunaire
Série largement développée dans un bassin situé à l'E	<u>Lias</u>	Faible puissance dans le bassin des Haha
Epanchements de laves	<i>Mouvements tectoniques</i> (Phase cimérienne ancienne de STILLE)	Emersion Epanchements de laves
Séries réduites	<u>Trias</u>	Série subsidente Sédimentation comblant le relief préexistant

SUMMARY

The present publication deals with the geology of the area known as the Ida ou Zal, situated principally in the Palaeozoic of the Western High Atlas mountains in Morocco. The area extends *grosso modo* between Argana (N), Sidi Idir (E), Menizla (S) and Tirkou (W); its centre lies at 34°10 N—12°65 W.

The stratigraphical sequence covers formations from — as we assume — the Infracambrian (loc. Adoudounien) up to and including the Trias.

In the so-called Caledonian geosyncline, extending in a roughly E—W direction along the northern edge of the African shield, series of Older Palaeozoic sediments of some 10 km thickness were deposited starting with the Basal-formation (?) of the Adoudounian (?) and reaching up to and including the Upper-Ordovician (Caradoc?).

In the Adoudounian it came to a vehement volcanism with lava extrusions probably of a basaltic or andesitic composition. The Georgian *s.s.* consists of marbles and limy shales, for the greater part presenting the appearance of what the French call „calcaires scoriacés”. As to the origin of this extraordinary type of rock the present author puts forward a tectonic explanation. A volcanic activity with submarine extrusions of spilitic lavas took place at the end of the Georgian, probably continuing into the beginning of the Acadian. The Lower Acadian is characterised by re-sedimented tuffs, showing graded beddings. The Sardinian tectonic phase reveals itself by at least a disconformity that includes the Potsdamian; a slight angular unconformity between the Ordovician and the Acadian seems probable.

Gothlandian (Wenlock-Ludlow) and Devonian (Siegenian) only occur in overthrust sheets.

The autochthonous was folded by a Hercynian phase; the tectonic elements are directed N—S in the Western part of the area, curving to nearly NE—SW in the East. The author presumes that this folding is related directly to that of the Anti Atlas, where it is attributed to the Second Erzgebirge folding-phase. The palaeozoic of the Western High Atlas may probably be considered as the Northern flank of a wide anticlinorium, the Southern offshoots of the Anti Atlas forming the Southward dipping flank; the Precambrian outcrops in the core. The curving of the tectonic elements in the Western High Atlas and in the Western Anti Atlas is analogous. A hypothesis is set forward that explains the curving through an adaptation of the tectonical elements — whilst folding — to the NW corner of the African shield.

Overthrusts developed, probably as a result of later Hercynian tectonic movements, *i. c.* one of the Asturian phases. A large overthrust can be followed in the field from the extreme SE of the area to its Western part. As far as could be observed the overthrust is mainly composed of Georgian and Acadian *p.p.* the sandy formation, presumably Acadian, in the present

publication known as "Acadien gréseux probable". Overthrusted Gothlandian and Devonian appear in the Western part of the area, partly between, partly in front of the principal mass of the overthrust. The writer supposes that the root of the overthrust will lie somewhere to the south east. A subsiding basin was formed during the greater part of the Stephanian and the beginning of the Autunian, in which lacustrine sediments — first red, later greenish — were deposited, covering a pre-existing relief. The total thickness amounts to at least 1500 m, the formation bears all characteristics of a post-orogenic suite. It is taken that the lake can be considered as an Intramontane trough (UMBROVE); the longitudinal extension was parallel to the direction of the structural elements of the basement *i. e.* N—S. It is assumed that the whole width of the area was part of the basin.

The area was lifted and slightly folded in about E—W direction by the Post-Autunian tectonic phase (Saalian phase). The „Agadir ou Anzisen fault” originated during or after the folding; the author assumes that at this stage other E—W faults came into being as well. In the case of the Agadir ou Anzisen fault, the southern block subsided with respect to the northern block. In the area all of the Stephano-Autunian sediments N of the fault were eroded. There the Trias covers directly the pre-Stephanian Palaeozoic, while on the other side the Trias overlies Stephano-Autunian, from which it is separated by an angular unconformity.

The Trias has a typical molasse facies; it is completely composed of red sediments, attaining a thickness of about 2400 m, not counting the conglomerates at its base. The source of the sedimentary material probably must be sought in the southeast. According to the writers conception the first Triassic deposits were deltaic in a lake, covering a pre-existing relief. After the lake had been filled-up, a sandy and marly sedimentation developed, partly in lagoonal environment. The Triassic sedimentary sequence ended with the deposition of red clays that were overlain by basaltic lavas.

The dioritic volcanic vent near Zarhenrhin has probably been one of the feeders of the extrusions. The dioritic dyke system too, is probably connected with the Late-Triassic volcanic period. Perhaps there exists a relation between the iron mineralisation near Agadir ou Anzisen and the occurrence of the dioritic dykes.

The Alpine orogeny slightly folded the Triassic with an E—W direction. Principally however the Alpine tectonics revealed itself in faulting: all of the E—W faults show an Alpine shift, possibly a rejuvenation of a late-Hercynian fault system.

An erosion-plane was formed during a period of quiet, on grounds of analogy supposedly the "Surface préhammadienne". An erosion plane on a lower level may probably be taken for the "Surface villafranchienne". Between these two the configuration of the topography permits to distinguish some relics of intermediate levels, indicating the action of tectonic pulsations. Terraces were formed as a consequence of climatical changes during the Pleistocene.

INDEX GEOGRAPHIQUE

Les noms géographiques sont cités par ordre alphabétique avec leurs coordonnées d'après le quadrillage LAMBERT sud-marocain. Dans le cas où le nom proprement dit est précédé d'un préfixe c'est ce dernier qui entre en ligne de compte pour l'ordre alphabétique; il s'agit entre autre des préfixes: azib (ferme), jebel (montagne), cheif (sommets), tizi (col).

Les nombres sont arrondis à la demi unité.

Abouri	156,5 — 419	Cheif Birgsissen ...	141,5 — 413
Adrar 'n Tament ...	147,5 — 423	Cheif Igrouzizar ...	163,5 — 423,5
Agadir 'n Tadert ...	166,5 — 417		
Agadir ou Anzizen	147,5 — 412,5	Dou Azer	156,5 — 418,5
Aglou	144,5 — 419		
Agouni	157,5 — 425	Farhel	149 — 415,5
Aguenza Abdallah ou Said	144 — 413	Hamalou	148 — 411
Aguenza nait Em- barek	152,5 — 421	Ida ou Merouane...	153 — 416
Aguenza Ouzmou ...	144,5 — 414	Iferd	146 — 416,5
Aguerd 'n Taourirt	154,5 — 425	Igasseln	159,5 — 416
Ait Mokzen	150,5 — 414	Igounane	145,5 — 412,5
Ait Oukrech	147 — 412,5	Igui 'n Cheikh.....	157,5 — 418,5
Alous	151 — 418	Iguintourn	161 — 416
Ando	151 — 412,5	Ilebdi Tazait	168,5 — 424
Aourir	145 — 414	Imi 'n Taioukht ...	144 — 422
Aourir ou Argou...	142 — 410,5	Itorra	159 — 421,5
Arazen	152 — 415	Izeroualen	151,5 — 414
Argana	143,5 — 425,5		
Argue	160,5 — 428,5	Jebel Algou	147 — 412,5
Assif 'n Ida ou Moumen	152 — 412	Jebel Azilal	149 — 418,5
Azib Amkadou ...	152 — 425	Jebel Issedrem	158 — 415
Azib Cheikh	145 — 415	Jebel Mzoug	147 — 414
Azib 'n Ticht	156,5 — 415	Jebel Ouaremkiken.	161,5 — 421
Azib Oualemsa ...	142,5 — 414,5	Jebel Tagararat ...	159,5 — 423,5
Azib Ouanesguern	143 — 411		
Azib Tait Delt ...	142,5 — 413	Lemoui	145 — 413
Azrou 'n Tich- gouarnin	158 — 416,5		
		Menizla	147,5 — 407
Bibaoun	146 — 410,5	Moulai Ali	147,5 — 413,5
Bouguedroul	142 — 417,5	Morher	161 — 411,5
Bousseguinte	165,5 — 415,5		
Bouzbam	155 — 417,5	Ouaouguejdit	150 — 417,5
Bra	155 — 420,5	Ouazhiden	163,5 — 418,5
		Sanaga	146 — 419,5

Sidi el Mobarek (Embarek)	146,5 — 412	Taterirt	151 — 422
Sidi Idir	169,5 — 424	Thellat	161 — 415
Tabouguener	144 — 416	Tigemmi ou Agadir	147 — 414,5
Tafilelt	157,5 — 427	Tiguert	144,5 — 412
Tagadirt	165,5 — 419,5	Tiguert-iabba	154,5 — 418,5
Tagodicht	157 — 419,5	Tikhibit	141,5 — 409
Tagounit	160 — 415	Tirherher	160 — 412,5
Talaat es Slempt...	161,5 — 419	Tizi	148,5 — 416,5
Talatane	160 — 416,5	Tizi 'n Ferkh er Rih	145 — 415,5
Tamdroust	166,5 — 420	Tizi ou Ahmen Ifenziden	147,5 — 417
Tameguent	162 — 418,5	Tizi Ougadir	150 — 412,5
Tamgounti	156,5 — 418,5	Tizi Ougord	157,5 — 425,5
Tamsoult	163 — 417	Tizi Ourhenja	158 — 417
Taourmat	164 — 419	Tizouzar	153,5 — 419,5
Targaljdid	159 — 410,5	Tounine	155 — 422,5
Tarhorssi	165,5 — 416	Yousserane	141,5 — 417
Tassifirt	153,5 — 416,5	Zarhenrhin	149 — 414,5
Tassifirt Igourramen	157,5 — 419		

ABREVIATIONS

- d. max.: diamètre maximum.
d. moyen: diamètre moyen.
 $\text{ng} \wedge c$: angle entre une bissectrice de l'indicatrice et un axe cristallographique.
 $2 V$: angle des axes optiques.
 $\rho > V$: l'angle des axes optiques pour lumière rouge est plus grand que pour lumière violette.
nicols \times : nicols croisés.
nicols //: nicols parallèles.
 $V 25 \times$: agrandissement linéaire 25.

LISTE DE FOSSILES

	détermination
<i>benignensis, Hyolithus</i> ZAZVORKA	G.T.
<i>bohemica, „Leda”</i> BARRANDE	G.T.
cf <i>bohemica, Mickwitzia</i> BARRANDE	G.T.
cf <i>bohemicus, Paradoxides</i> BOECK	G.T.
<i>brardi, Sigillaria (Leiodermaria)</i> BRONGNIART	G.T.
<i>buchi, Selenopeltis</i> BARRANDE	G.T.
cf <i>campomanesi Athyris</i> VERNEUIL et D'ARCHIAC	G.T.
cf <i>ciliato, Ctenobolbina</i> EMMONS	G.T.
cf <i>cisti, Calamites</i> BRONGNIART	G.T.
<i>compar, Nucula</i> BARRANDE	G.T.
<i>oybele, Aviculopecten</i> BARRANDE	G.T.
<i>elegans, Scyphocrinus</i> ZENKER	G.T.
<i>exquisita, Conularia</i> BARRANDE	G.T.
<i>heterophylla, Voltzia</i> BRONGNIART	G.T.
<i>incola, „Leda”</i> BARRANDE	G.T.
<i>interrupta, Cardiola cornucopiae</i>	G.T.
<i>latens, Hippa</i> BARRANDE	G.T.
cf <i>nobilis, Asaphus</i> BARRANDE	G.T.
<i>opportunata, Pteria</i> BARRANDE	G.T.
<i>perovalis, Illaenus</i> MURCHISON	G.T.
<i>phillipso, Dalmanites</i> BARRANDE	G.T.
<i>primaevus, Acrospirifer</i> STEINIGER	G.T.
<i>proaeva, Dalmanites</i> EMMRICH	G.T.
<i>protensa, Ctenodonta</i> BARRANDE	G.T.
<i>prunella, Primitia</i> BARRANDE	G.T.
cf <i>sardous, Monograptus</i> GORTANI	G.T.
<i>speciosus, Eodiscus (Serrodiscus)</i>	G.T.
<i>spinous, Paradoxides</i> BOECK	G.T.
<i>striatus, Hyolithus</i> BARRANDE	G.T.
<i>striatus, Spirifer</i> MARTIN (<i>clathrata</i> M'COY)	S.D.
cf <i>tranquillum, Praeacardium</i> BARRANDE	G.T.
<i>venus, Hysterolithes</i> D'ORBIGNY	G.T.
cf <i>zippei, Placoparia</i> BARRANDE	G.T.

Genres non specifics

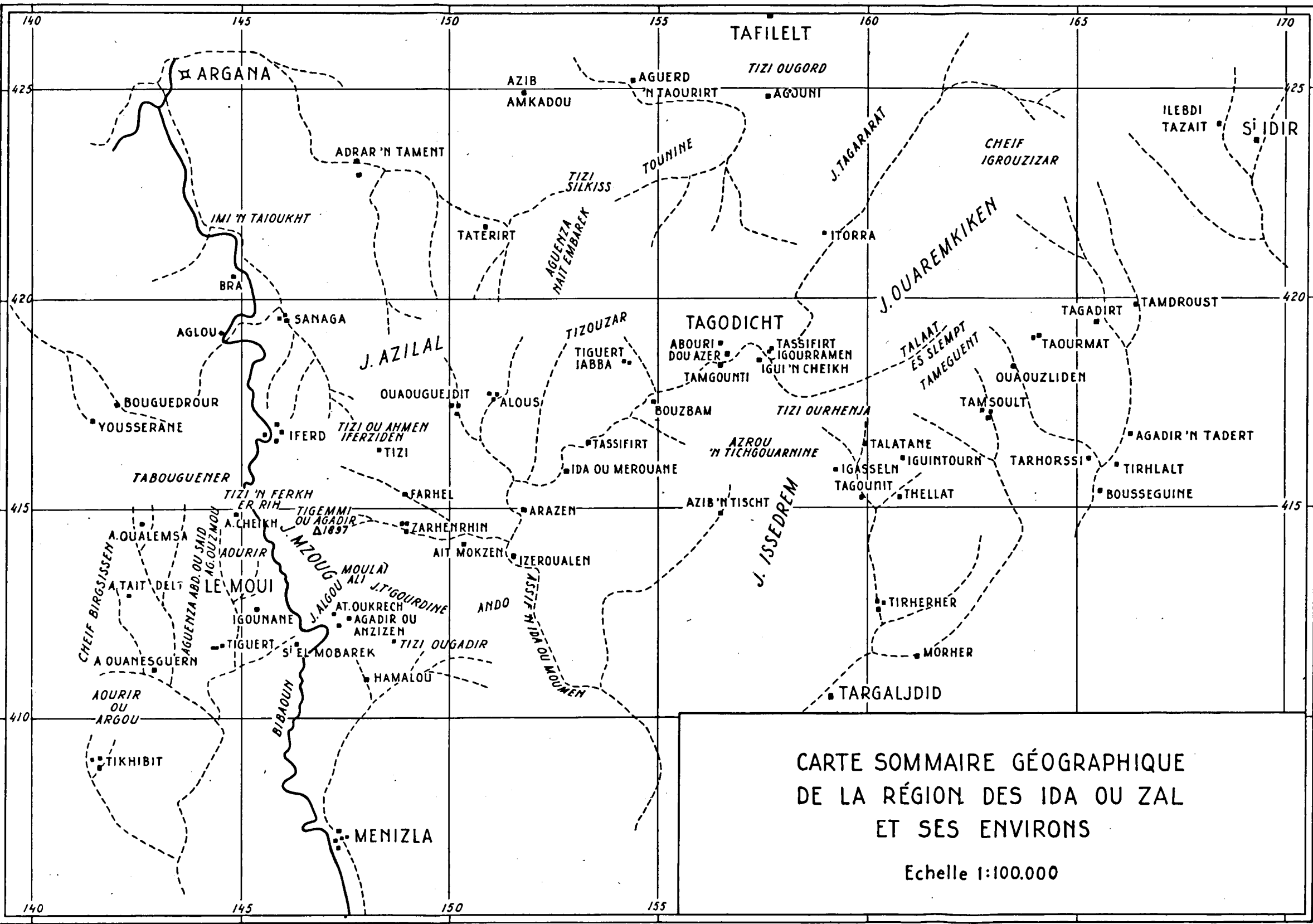
<i>Acrospirifer</i>	G.T.
<i>Aeglina</i> ?	G.T.
<i>Agnostus</i> ?	P.P.
<i>Agraulos</i> sp.	G.T.
<i>Alveolites</i> ?	G.T.
<i>Asaphus</i>	G.T.
<i>Archaeoconularia</i>	G.T.
<i>Archaeocyathus</i>	G.T.
<i>Calymene</i>	G.T.
<i>Camaratochia</i>	G.T.
<i>Chaetetes</i> ?	G.T.
<i>Cheirurus</i> ? (<i>Ceraurus</i> ?)	G.T.
<i>Cyrtoceras</i>	G.T.
<i>Dalmanites</i> ?	P.P.
<i>Favosites</i>	G.T.
<i>Fenestella</i> sp.	G.T.
<i>Ostracodes</i>	G.T.
<i>Oxlosia</i> sp.	G.T.
<i>Phacops</i> ?	P.P.
<i>Pionodema</i> sp.	G.T.
<i>Primitia</i> sp.	G.T.
<i>Spirifer</i> sp.	G.T.
<i>Trinucleus</i>	P.P.
<i>Unitrypa</i> ?	G.T.
cf <i>Vlasta</i>	G.T.

Déterminations:

G.T.: Mme G. TERMIER

S.D.: Mme S. DEFRETIN

P.P.: P. PRUVOST



CARTE SOMMAIRE GÉOGRAPHIQUE
 DE LA RÉGION DES IDA OU ZAL
 ET SES ENVIRONS

Echelle 1:100.000

BIBLIOGRAPHIE

- AGAED, J., DESTOMBES, J. et VAN LECKWIJCK, W. (1952): Géologie des gîtes minéraux marocains. *XIXe Congrès géol. intern. Alger*; Monogr. rég., série Maroc, no. 1 (et *Notes et M. Serv. géol. Maroc*, no. 87, pp. 103—132).
- AMSTUTZ, G. C. (1954): Geologie und Petrographie der Ergusgesteine im Verrucano des Glarner Freiberges. *Publ. Friedlaender Inst.*, Zürich.
- ARAMBOURG, C. (1952): La Paléontologie des Vertébrés en Afrique du Nord française. *XIXe Congr. géol. internat. Alger*. Monogr. région.
- BATEMAN, A. N. (1950): Economic mineral deposits. Wiley and Sons, London.
- BATTEY, M. H. (1956): The petrogenesis of a spilitic rock series from New Zealand. *Geological Mag.*, Vol. XCIII, no. 2, p. 89.
- BENSON, W. N. (1915): The geology and petrology of the great serpentine belt of New South Wales. *Proc. Linnean Soc. of N. S. Wales*, Vol. 40, Part I, pp. 121—172, Part IV, pp. 540—624.
- BOURCAERT, J. (1937): Les pénéplaines du Maroc et du Sahara. Mélanges Gautier édit., Arrault-Tours.
- BOURCAERT, J. (1942): Carte géologique d'exploration du Territoire autonome du Tadia. *Notes et M. Serv. géol. Maroc*, no. 58bis.
- BRIVES, A. (1909): Voyages au Maroc 1901—1907. Jourdan édit., Alger.
- CHOUBERT, G. (1942): Constitution et puissance de la série primaire de l'Anti-Atlas. *C.R. Acad. Sci. Paris*, t. 215, pp. 445—447.
- CHOUBERT, G. (1948): Notes sur la géologie de l'Anti-Atlas. *C.R. XVIIIe Congr. géol. intern. Londres*, part XIV, pp. 28—44, London 1951.
- CHOUBERT, G. (1950): Réflexions au sujet du Pliocène continental. *Notes et M. Serv. géol. Maroc*, no. 79, pp. 13—91.
- CHOUBERT, G. (1951): Essai de chronologie hercynienne. *Notes et M. Serv. géol. Maroc*, no. 83, t. IV, pp. 10—78.
- CHOUBERT, G. (1952, a): Anti-Atlas central et oriental, excursion C.36. *XIXe Congrès géol. intern. Alger*; Livret-guide, série Maroc, no. 11.
- CHOUBERT, G. (1952, b): L'Infracambrien de l'Anti-Atlas. *C.R. XIXe Congrès géol. intern. Alger*; fasc. I, 1953.
- CHOUBERT, G. et JAQUEMONT, P. (1952): Nouvelles mesures des épaisseurs des séries paléozoïques dans l'Anti-Atlas. *Notes et M. Serv. géol. Maroc*, no. 95.
- CHOUBERT, G. et MARÇAIS, J. (1952): Géologie du Maroc, fasc. I. *XIXe Congrès géol. intern. Alger*; Monogr. rég., série Maroc, no. 6. (et *Notes et M. Serv. géol. Maroc*, no. 100, 1952).
- CHOUBERT, G. (1953): Les rapports entre les formations marines et continentales quarternaires. *Notes du IVe Congrès Int. Quartern. (INQUA)*, Rome-Pise.
- CHOUBERT, G. (1955): Note sur la géologie des terrains récents des Doukkala. *Notes et M. Serv. géol. Maroc*, no. 128.
- CHOUBERT, G., HINDERMEYER, J. et HUPE, P. (1955): Découverte du Trémadoc dans l'Anti-Atlas. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 241, pp. 1592—1594.
- CHOUBERT, G. (1956): Lexique stratigraphique du Maroc. *Notes et M. Serv. géol. Maroc*, no. 134.
- CHOUBERT, G. et FAURE—MURET, Anne (1956): L'activité volcanique, de la fin du Géorgien dans l'Anti-Atlas et le Haut Atlas occidentaux. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 242, pp. 2735—2738.
- CHOUBERT, G., HUPE, P., VAN LECKWIJCK, W. et SUTER, G. (1956): Sur l'âge caradocien des quartzites du pays des Sokhret. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 242, pp. 392—395.
- CLARIOND, L. (1932): Sur le Stéphanien des Ida ou Zal. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 195, pp. 62—64.

- CLARIOND, L. (1937): Les bassins houillers du Maroc français. *Comm. XVIIe Congrès géol. intern. Moscou*, Vol. I, pp. 383—407.
- CLARIOND, L. et GUBLER, Yvonne (1937): Sur la présence des roches éruptives acadiennes et post-acadiennes au Sud du Dj. Ougnat (Sud Marocain). *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 204, pp. 706—708.
- DANA, J. D. and E. S. (1944): The system of mineralogy, 7th edition. Wiley and Sons, London.
- DEFRETEIN, S. (1951): Sur l'âge triasique probablement Keuper moyen des couches cuprifères d'Argana-Bigoudine (Haut Atlas occidental). *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 232, pp. 424—425.
- DEFRETEIN, S. et FAUVELET, E. (1951): Présence de Phyllopoques triasiques dans la région d'Argana-Bigoudine. *Notes et M. Serv. géol. Maroc*, no. 85, pp. 129—136.
- DESTOMBES, J. et JEANETTE, A. (1955): Etude pétrographique et sédimentologique de la série acadienne de Casablanca; présence de glissements sous-marins. *Notes et M. Serv. géol. Maroc*, no. 123.
- DRESCHE, J. (1941): Recherches sur l'évolution du relief dans le Massif Central du Grand Atlas, le Haouz et le Sous — Avec 4 cartes couleurs au 200.000 — *Thèse*, Arrault et Cie, édit., Tours.
- DUNHAM, K. C. (1952): Red coloration in desert formations of Permian and Triassic age in Britain. *C.R. XIXe Congrès géol. intern. Alger*; fasc. VII.
- GENTIL, L. (1906): Dans le Bled es Siba. Exploration au Maroc. Masson édit., Paris.
- GIGOUT, M. (1937): Sur la rhyolite du Dj. Bou Ourhioul. *C.R. somm. Soc. géol. Fr.*, no. XIV, pp. 210—211.
- GIGOUT, M. (1951): Etudes géologiques sur la Meseta marocaine occidentale. *Notes et M. Serv. géol. Maroc*, no. 86.
- GOGUEL, J. (1952): *Traité de Tectonique*. Masson et Cie, édit., Paris.
- HENTSCHEL, H. (1953): Zur Petrographie des Diabas-Magmatismus im Lahn-Dill Gebiet. *Zeitschr. Deutsche Geol. Gesellsch.* no. 104.
- HUPE, P. (1955): Indices d'une phase tectonique salairienne dans l'Anti-Atlas. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 241, pp. 971—973.
- JODOT, P. (1955): Les subdivisions du Pliocène dans le Nord de l'Afrique. *Notes et M. Serv. géol. Maroc*, no. 126.
- JONGMANS, W. J. (1950): Note sur la flore du Carbonifère du versant sud du Haut Atlas. *Notes et M. Serv. géol. Maroc*, no. 76, pp. 155—175.
- KRYNINE, P. D. (1949): The origin of red beds. *Trans. New York Acad. Sci.*, ser. II, vol. 2, p. 60.
- KUENEN, PH. H. (1953): Significant features of graded bedding. *Am. Ass. Petr. Geol.*, B. v. 37, no. 5, pp. 1044—1066.
- LECOINTRE, G. (1926): Recherches géologiques dans la Meseta marocaine. *Mem. Soc. sci. natur. Maroc*, no. XIV.
- LECKWIJCK, W. VAN (1951): Sur l'existence de mouvements orogéniques calédoniens au Maroc central. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 232, pp. 2117—2118.
- LECKWIJCK, W. VAN, SUTER, G., TERMEER, H. et G. (1955): Contribution à la stratigraphie des terrains ordoviciens et gothlandiens de l'anticlinorium de Khouribga-Oulmès (Maroc-central). *Notes et M. Serv. géol. Maroc*, no. 123.
- LECOINTRE, G. et GIGOUT, M. (1948): Carte géologique provisoire des environs de Casablanca; 1: 200 000. *Notes et M. Serv. géol. Maroc*, no. 72.
- LEEDAL, G. P. (1952): The Cluanie igneous intrusion, Inverness-shire and Ross-shire. *Quart. Journ. Geol. Soc. London*, no. 429, vol. CVIII, pp. 35—63.
- MOUSSU, R. (1954): Les basaltes permo-triasiques à indices de cuivre d'Agourir et de Sidi Tiar (Haute Moulouya). *Notes et M. Serv. géol. Maroc*, no. 122.
- NELTNER, L. (1938): Etudes géologiques dans le Sud Marocain (Haut-Atlas et Anti-Atlas). — Avec une carte 1: 500 000. *Notes et Mém. Serv. Mines et Carte géol. Maroc*, no. 42.
- NIGGLI, E. (1944): Das Westliche Tavetscher-Zwischenmassiv und der angrenzende Nordrand des Gothardmassivs. *Schweizerische Min.-Petr. Mitt.*, no. 24, pp. 58—301, et *Dissertation*, Zürich.
- NIGGLI, P. (1925): Versuch einer natürlichen Klassifikation der im weiteren Sinne magmatischen Erzlagerstätten. *Abh. pract. Geol.*, 1925, 1.
- NIGGLI, P. (1948): *Gesteine und Minerallagerstätten; I und II*. Birkhauser, Basel.

- OVEREEM, A. J. A. VAN (1948): A section through the Dalformation. *Thèse*, „de Sleutelstad” imp.
- PETTLJOHN, F. J. (1949): Sedimentary rocks. Harper and Bros, New York.
- PIVETEAU, J. (1953): *Traité de paléontologie*; th. III. Masson et Cie, édits.
- ROCH, E. (1927): Sur la présence de Stéphanien fossilifère au Maroc occidental. *C. R. somm. Soc. géol. Fr.*, 1927, pp. 187—188.
- ROCH, E. (1930): Etudes géologiques dans la région méridionale du Maroc occidental. — Avec une carte 1: 500 000. — *Notes et M. Serv. Mines et Carte géol. Maroc*, no. 9; *Thèse*.
- ROCH, E. (1939): Description des montagnes à l'Est de Marrakech. — Avec une Carte 1: 500 000 et coupes. — *Notes et M. Serv. Mines et Carte géol. Maroc*, no. 51.
- ROCH, E. (1950): Histoire stratigraphique du Maroc. *Notes et M. Serv. géol. Maroc*, no. 80.
- SCHNEIDERGÖHN, H. und RAMDOHR, P. (1931): *Lehrbuch der Erzmicroscopie*. Gebr. Borntraeger, Berlin.
- SITTER, L. U. DE (1953): Essai de géologie structurale comparative de trois chaînes tertiaires, Alpes, Pyrénées et Haut-Atlas. *Bull. Soc. Belge géol.*, t. LXII, fasc. 1.
- SITTER, L. U. DE (1956): *Structural Geology*. 1st Ed. Mc Graw-Hill, London.
- STILLE, H. (1928): Zur Einführung in die Phasen der palaeozoische Gebirgsbildung. *Zeitschr. Deutsche Geol. Gesellsch.*, no. 80.
- STILLE, H. (1939): Bemerkungen betreffend die „sardische” Faltung. *Zeitschr. Deutsche Geol. Gesellsch.*, no. 91.
- TERCIER, J. (1947): Le flysch dans la sédimentation alpine. *Eclogae Geol. Helvetiae*, vol. 40, no. 2, pp. 163 e. s.
- TERMIER, H. (1936): Etudes géologiques sur le Maroc central et le moyen Atlas septentrional. *Notes et M. Serv. Mines et Carte géol. Maroc*, no. 33, t. I, II, III.
- TERMIER, H. et G. (1945, a): Le Massif granito-dioritique du Tichka: caractères généraux. *C. R. somm. Soc. géol. Fr.*, 1945, pp. 35—36
- TERMIER, H. et G. (1945, b): Le Massif du Tichka: migmatites et plutonites; filons et minéralisateurs. *C. R. somm. Soc. géol. Fr.*, 1945, pp. 65—67.
- TERMIER, H. et G. (1945, c): Le problème du diorite et des roches qui lui sont associées dans le Massif du Tichka. *C. R. somm. Soc. géol. Fr.*, 1945, pp. 81—83.
- TERMIER, H. et G. (1946): Sur l'existence d'un métamorphisme régional dans le Haut Atlas marocain. *C. R. Acad. Sci.*, Paris, t. 223, pp. 91—93.
- TERMIER, H. et G. (1949): Mode de gisement des basaltes „permo-triasiques” au Maroc. *B. Soc. géol. Fr.*, t. XIX, pp. 111—134.
- TREVISAN, L. (1949): Genèse des terrasses fluviatiles en relation avec les cycles climatiques. *C. R. XVIIe Congrès intern. Géogr. Lisbonne*, 1949, t. II, pp. 511—528.
- UMBROVE, J. H. F. (1947): *The pulse of the earth*. M. Nijhoff, édit., 's-Gravenhage.
- VAUGNAT, M. (1951): Le rôle des roches basiques dans les Alpes. *Schweiz. Min. Petr. Mitt.*, no. 31, pp. 309—322.
- VAUGNAT, M. (1952): Le rôle des coulées volcaniques sous-marines dans les chaînes de montagne. *C. R. XIXe Congrès géol. intern. Alger*; fasc. XVII. 1954.
- WESTERVELD, J. (1948): Sur la position géologique des laves soi-disant permo-triasiques ou infra-liasiques du Domaine atlasique et leurs rapports avec la métallogénie marocaine. *Proceedings Kon. Ned. Acad. Wetensch.*, vol. 5, pp. 565—574.
- WINCHELL, A. N. (1932): *Elements of optical mineralogy*. 3d Ed., Part II: description of minerals. Willy and Sons, London.
- WOODS, H. (1950): *Palaeontology-invertebrate*. 8th Ed. Cambridge, Un. Press.

GEOLOGIE DES IDA OU ZAL

par G. de Koning.

ERRATA ET ADDENDA

- | | | | |
|---|--|---|---|
| p. 6 | | ; Pour 5) Mouvement | : Mouvements |
| | | „ Tectogenèse | : Tectogénèse |
| | | „ Glyptogenèse | : Glyptogénèse |
| p. 14 (<i>cliché</i>) | | ; „ Precambrien | : Précambrien |
| p. 48 | | ; „ (voir: le sub-recent): | (voir: Récent et Actuel) |
| p. 49 (<i>7ème ligne</i>) | | ; Supprimer les numéros 357, 358, 712, 713 et 715 | |
| (<i>10ème ligne</i>) | | ; Ajouter, après „triasique” : | , F 214 dans le talaat
es Slempt et F 562 sur
le j. Mzoug |
| p. 57 (<i>dernière ligne</i>) | | ; Pour une schistosité | : un clivage |
| p. 62 | | ; Ajouter, après „F 692, 695” : | 698 |
| p. 70 | | ; Pour Stéhapon-Autunien | : Stéphano-Autunien |
| p. 92 (<i>schéma</i>) | | ; „ Gunz | : Günz |
| | | „ Wurm | : Würm |
| p. 93 (<i>5ème ligne</i>) | | ; „ facile | : faille |
| p. 116 | | ; „ classiques | : élastiques |
| p. 118 (<i>6ème ligne
d'en bas</i>) | | ; „ sèricitisée | : à séricite |
| p. 187 (<i>schéma</i>) | | ; „ Ordovicien
autochtone (?) : | Ordovicien |
| p. 189 (<i>milieu de la
page</i>) | | ; „ forme | : se prolonge sans doute
en échelon dans |
| p. 206 | | ; „ specifiques | : spécifiés |