

SOCIÉTÉ
GÉOLOGIQUE
DU
NORD

ANNALES

Tome CV

1985

1^{er} trimestre

SOCIÉTÉ GÉOLOGIQUE DU NORD
59655 VILLENEUVE D'ASCQ CEDEX

SOCIETE GEOLOGIQUE DU NORD

Extraits des Statuts

Article 2.

— Cette Société a pour objet de concourir à l'avancement de la géologie en général, et particulièrement de la géologie de la région du Nord de la France.

— La Société se réunit de droit une fois par mois, sauf pendant la période des vacances. Elle peut tenir des séances extraordinaires décidées par le Conseil d'Administration.

— La Société publie des Annales et des Mémoires. Ces publications sont mises en vente selon un tarif établi par le Conseil. Les Sociétaires bénéficient d'un tarif préférentiel (1).

Article 5.

Le nombre des membres de la Société est illimité. Pour faire partie de la Société, il faut s'être fait présenter dans l'une de ses séances par deux membres de la Société qui auront signé la présentation, et avoir été proclamé membre au cours de la séance suivante.

Extraits du Règlement Intérieur

§ 7. — Les Annales et leur supplément constituent le compte rendu des séances.

§ 13. — Seuls les membres ayant acquitté leurs cotisation et abonnement de l'année peuvent publier dans les Annales. L'ensemble des notes présentées au cours d'une même année, par un même auteur, ne peut dépasser le total de 10 pages, 1 planche simili étant comptée pour 2 p. 1/2 de texte.

Le Conseil peut, par décision spéciale, autoriser la publication de notes plus longues.

§ 17. — Les notes et mémoires originaux (texte et illustration) communiqués à la Société et destinés aux Annales doivent être remis au Secrétariat le jour même de leur présentation. A défaut de remise dans ce délai, ces communications prennent rang dans une publication postérieure.

§ 18. — Les mémoires sont publiés par fascicules après décision du Conseil.

Avertissement

La Société Géologique du Nord ne peut en aucun cas être tenue pour responsable des actes ou des opinions de ses membres.

Tirages à part

Conformément au paragraphe 14 du Règlement Intérieur (Tome LXXXI, p. 12), les tirages à part sont à la charge des auteurs qui doivent en faire par écrit la déclaration expresse en tête des épreuves du bon à tirer.

Cotisations et Abonnements (à la date du 1^{er}-1-1983)

	QUALITE	COTISATION	ABONNEMENT aux Annales	TOTAL
FRANCE et BENELUX	Personnes physiques (2)	30,00 F	135,00 F T.T.C.	165,00 F
AUTRES PAYS	Personnes physiques	30,00 F	150,00 F T.T.C.	180,00 F

Abonnement des non-membres : FRANCE : 300,00 F H.T. — ETRANGER : 350,00 F

Pour tous renseignements et règlements, s'adresser à : Secrétariat S.G.N., Sciences de la Terre,
59655 Villeneuve d'Ascq Cedex — Tél. 20 43 43 43 postes 4140 - 4132 — C.C.P. Lille 52-47 Y

ANNALES DE LA SOCIETE GEOLOGIQUE DU NORD

La vente des Annales s'effectue par tomes entiers aux prix suivants. Exceptionnellement, et jusqu'à épuisement du stock, certains fascicules sont en vente séparément.

Tomes I à LXXIX (manquent I, II, V à IX, XVI, XXII, XXXIV à X	190,00 F H.T.
Tomes LXXX à XCV (manque XCI)	255,00 F H.T.
Tomes XCVI et suivants	300,00 F H.T.

(1) Modification adoptée lors de l'Assemblée Générale du 10 Janvier 1974.

(2) Les étudiants qui en font la demande annuelle peuvent, par décision du Conseil, bénéficier d'un tarif préférentiel sur l'abonnement (67,50 F).

SOCIÉTÉ
GÉOLOGIQUE
DU
NORD

ANNALES

Tome CV

1985

1^{er} trimestre

SOCIÉTÉ GÉOLOGIQUE DU NORD
59655 VILLENEUVE D'ASCQ CEDEX

CONSEIL D'ADMINISTRATION

— 1985 —

<i>Président</i>	M. V. PRUDHOMME
<i>Premier Vice-Président</i>	M. E. MERIAUX
<i>Vice-Présidents</i>	M. J. CHALARD
	M. M. WATERLOT
<i>Conseillers</i>	M ^{lle} D. BRICE
	M. H. CHAMLEY
	M. J. CHARVET
	M. Ch. DUPUIS
	M. B. MISTIAEN
	M. F. THIEBAULT
<i>Secrétaire</i>	M. A. BLIECK
<i>Secrétaire-Adjoint</i>	M. Y. DESPEYROUX
<i>Directeur de la Publication</i>	M ^{me} Paule CORSIN
<i>Trésorier</i>	M. l'Abbé TIEGHEM
<i>Archiviste-Bibliothécaire</i>	M ^{lle} S. CRASQUIN

COMITE DE LECTURE

— 1985 —

M^{me} Paule CORSIN, Directeur de la publication
M. J.M. CHARLET
M. Ch. DELATTRE
M. P. CELET
M. I. GODFRIAUX

A N N A L E S
DE LA
SOCIÉTÉ GÉOLOGIQUE DU NORD

Société fondée en 1870 et autorisée par arrêtés en date des 3 Juillet 1871 et 28 Juin 1873

Secrétariat : Société Géologique du Nord
Sciences de la Terre, B.P. 36, 59655 Villeneuve d'Ascq Cedex
Tél. 20 43 43 43 (postes 4140 et 4132) — C.C.P. Lille 52-47 Y

Compte rendu de l'activité de la Société

ASSEMBLEE ORDINAIRE DU 9 JANVIER 1985

Présidence de M. V. PRUDHOMME, Président

En ouvrant la séance, M. V. PRUDHOMME procède à l'élection de nouveaux membres. Ce sont :

M. Hubert BUISSART, étudiant au laboratoire de Géologie Dynamique de l'Université de Lille I, à 59655 Villeneuve d'Ascq Cedex, présenté par MM. B. Clément et P. Celet.

M. Daniel HEYLER, Maître de recherche C.N.R.S. à l'Institut de Paléontologie du Muséum, 8, rue de Buffon, à 75005 Paris, présenté par M^{lle} L. Beltan et M. A. Blicck.

M. Marc BOUCARUT, de l'Institut de Géodynamique de l'Université de Bordeaux III, Avenue des Facultés, à Talence, présenté par MM. M. Clin et E. Bouyx.

M. Jacques RICOUR, B.R.G.M. - S.G.R., du Nord - Pas-de-Calais, Fort de Lezennes, 59260 Hellemmes-Lille, présenté par MM. J.M. Dégardin et J. Leplat.

Conférence

A. BLIECK. — Stratigraphie du Dévonien inférieur du Spitsberg : exemple des Vieux Grès Rouges du Kapp Kjeldsen. Lithostratigraphie, vertébrés et traces fossiles (*).

ASSEMBLEE GENERALE DU 6 FEVRIER 1985

Présidence de M. V. PRUDHOMME, Président

M. PRUDHOMME fait procéder par vote au renouvellement partiel du Conseil d'Administration de la Société. Les résultats du scrutin sont les suivants :

(*) Cette conférence ne sera pas publiée dans les *Annales*.

Vice-Présidents : MM. M. Waterlot, 23 voix ; J. Chalard, 22 voix.

Conseillers : MM. H. Chamley, 22 voix ; Ch. Dupuis, 20 voix ; B. Mistiaen, 20 voix.

Secrétaire : M. A. Blieck, 22 voix et 1 bulletin blanc.

Bibliothécaire : M^{lle} S. Crasquin, 19 voix ; M. A. Deconninck, 3 voix et un bulletin blanc.

Sont donc élus : MM. M. Waterlot et J. Chalard, Vice-Présidents ; H. Chamley, Ch. Dupuis et B. Mistiaen, Conseillers ; A. Blieck, Secrétaire ; M^{lle} S. Crasquin, Bibliothécaire.

Le Conseil d'Administration est donc ainsi composé, pour l'année 1985 :

Président : M. V. PRUDHOMME.

Premier Vice-Président : M. E. MERIAUX.

Vice-Présidents : MM. J. CHALARD, M. WATERLOT.

Conseillers : M^{lle} D. BRICE, MM. H. CHAMLEY, J. CHARVET, Ch. DUPUIS, B. MISTIAEN, F. THIEBAULT.

Secrétaire : M. A. BLIECK.

Directeur de la Publication : M^{me} Paule CORSIN.

Trésorier : M. l'Abbé TIEGHEM.

Bibliothécaire : M^{lle} S. CRASQUIN.

ASSEMBLEE ORDINAIRE DU 6 FEVRIER 1985

Présidence de M. V. PRUDHOMME, Président

Le rapport financier de l'exercice 1984, présenté par M. l'Abbé TIEGHEM, Trésorier, est accepté à l'unanimité des présents.

Ensuite, le Président procède à l'élection de nouveaux membres :

M. Philippe ARNOULT, 6, Square Blandin, à 44400 Rezé, présenté par MM. J. Mania et V. Prudhomme.

M. Yannis BASSIAS, du Laboratoire de Pétrologie-Minéralogie de l'Université P. et M. Curie (Paris VI), présenté par MM. J. Dercourt et F. Thiébault.

M. Claude TRIBOULET, du Laboratoire de Pétrologie-Minéralogie de l'Université P. et M. Curie (Paris VI), présenté par MM. J. Dercourt et F. Thiébault.

Conférence

H. LELIEVRE et D. GOUJET. — Le Dévonien du Sud-marocain et ses vertébrés fossiles : problèmes de paléobiogéographie (*).

ASSEMBLEE GENERALE DU 6 MARS 1985

Présidence de M. V. PRUDHOMME, Président

M. PRUDHOMME fait procéder, par vote, au remplacement du poste de Secrétaire-Adjoint, après démission de M. Ch. Beck dans cette fonction.

Le résultat du scrutin est le suivant : M. Y. Despeyroux est élu à l'unanimité des présents (17 voix).

(*) Cette conférence ne sera pas publiée dans les *Annales*.

ASSEMBLEE ORDINAIRE DU 6 MARS 1985

Présidence de M. V. PRUDHOMME, Président

En ouvrant la séance, M. le Président procède à l'élection de nouveaux membres :

M. J.P. HENRY, de l'Ecole Universitaire d'Ingénieurs de Lille, à 59650 Villeneuve d'Ascq, présenté par M^{mes} P. Corsin et M. A. Blicck.

M. Hervé LELIEVRE, de l'Institut de Paléontologie du Muséum, 8. rue de Buffon, à 75005 Paris, présenté par MM. A. Blicck et D. Goujet.

Communication orale

A. BOUROZ. — Coulissement dans le Paléozoïque du Boulonnais : la faille de Ferques.

Cette communication a été suivie d'un débat assez animé et d'un échange de vues contradictoires avec, en particulier, M. J. Leplat.

En fin de séance, M^{lle} S. Crasquin, Bibliothécaire, a présenté aux membres présents les nouveaux ouvrages et périodiques reçus par la bibliothèque.

— « » —

ANALYSES D'OUVRAGES

Ouvrages reçus à la Bibliothèque de la Société Géologique du Nord

Cahiers de Géographie Physique

Travaux du Laboratoire de Géomorphologie et d'Etude du Quaternaire

Cette publication de laboratoire, éditée lors du Congrès qui s'est tenu à Lille, comme le précise A. Tuffreau en avant-propos, fournit des données détaillées et des mises au point générales sur le Paléolithique régional (Nord et Picardie).

C'est ainsi que A. Tuffreau donne un aperçu d'ensemble de l'avancement des connaissances, bilan des travaux anciens et de l'apport décisif des fouilles et études récentes, avec la définition et la présentation des ensembles du Paléolithique inférieur, moyen (dans sa nouvelle acception qui distingue la phase saalienne et la phase weichsélienne) et supérieur.

Trois notes sont consacrées au gisement paléolithique moyen de Seclin (Nord). A. Tuffreau et S. Révillion précisent la stratigraphie et les caractères d'une industrie originale, car riche en lames, qui se place à la base du Weichsélien dans le Début Glaciaire (70.000 - 100.000 ans BP). L'environnement forestier avec prédominance du Pin est suggéré par la palynologie (Arl. Leroi-Gourhan). Les plans de répartition des artefacts et leur traitement informatique par S. Révillion et J.P. Bouchet montrent la complexité stratigraphique des sept niveaux archéologiques affectés de failles.

Dans le cadre des études menées sur le site paléolithique moyen d'âge saalien de Biache-Saint-Vaast (Pas-de-Calais), J.L. Marcy fournit un aperçu sur les sols d'habitat (faune et industrie lithique) de deux niveaux d'occupation situés à la base de la couverture loessique de la basse terrasse de la Scarpe.

Beaucoup plus récent (16.000 BP) est le gisement paléolithique supérieur d'Hallines (Pas-de-Calais) dans la Vallée de l'Aa, dont l'industrie originale, étudiée par J.P. Fagnart et A. Tuffreau, atteste de la réoccupation humaine de la région à la fin du Périglaciaire weichsélien.

Pour le bassin de la Somme, P. Haesaerts, S. Balescu, C. Dupuis et B. Van Vliet présentent une interprétation stratigraphique du complexe de la moyenne terrasse (dépôts fluviaux et loess) de l'Avre à Cagny, près d'Amiens, où se sont reconnus au moins cinq cycles glaciaires ce qui confirme l'ancienneté du complexe avec le Paléolithique inférieur (Acheuléen) à la base de la séquence.

Le débitage Lavallois a tenu un grand rôle au Paléolithique moyen dans l'Europe du Nord-Ouest et E. Boëda propose une méthode d'étude d'un *nucleus* à partir des critères technologiques des enlèvements prédéterminants, avec application au gisement de Bagarre (basse terrasse de la Canche).

C'est donc un volume qui fournit une information à la fois générale et précise sur les conceptions et les méthodes modernes de la recherche en préhistoire dans une région particulièrement riche en vestiges paléolithiques.

Analyse de J. SOMMÉ.

Cahiers de Géographie Physique,

Travaux du Laboratoire de Géomorphologie et d'Etude du Quaternaire. N° 5.

Édité à l'occasion du 22^e Congrès Préhistorique de France (2-7 Septembre 1984).

Université des Sciences et Techniques de Lille, 1984, 162 p.

Ninth conference on clay mineralogy and petrology in zvolen - Geologica, Prague

L'ouvrage regroupe une trentaine de communications issues de divers laboratoires de recherche des Pays de l'Est, présentées en 1982 lors d'un symposium tenu à l'Université de Prague, et écrites principalement en anglais, parfois en allemand. Pour la plupart de bonne qualité scientifique et bien illustrées, ces communications couvrent des aspects variés de la minéralogie et de la pétrographie des argiles. Les problèmes méthodologiques sont examinés par des notes relatives aux techniques de diffraction X et microscopie électronique, au comportement des argiles lors du chauffage, aux techniques d'identification des polytypes et de traitement informatique. Des études expérimentales sont présentées sur les phénomènes de déshydroxylation, de structures de couche, et de décomposition sous l'action de la chaleur. Les propriétés physiques des argiles sont considérées à diverses reprises, et des applications sont présentées sur l'utilisation de ces minéraux comme liants, comme catalyseurs d'estérification, comme témoins de l'évolution des roches charbonneuses, ainsi que dans les techniques agricoles. Les problèmes relatifs aux conditions de gisement et de genèse des argiles occupent une douzaine de communications : localités-types, modes d'altération, relations avec l'hydrothermalisme, concentrations d'éléments en traces, etc... Au total, l'ouvrage est intéressant et constitue un bon jalon de recherches récentes sur les argiles.

Analyse de Hervé CHAMLEY.

*Ninth conference on clay mineralogy and petrology
in zvolen - Geologica, Prague.
Ed. K. Konta, 1984, 240 p.*

Résultats paléontologiques synthétiques de l'expédition CNRS au Svalbard, 1969

- GOUJET D. (1984). — **Les Poissons Placodermes du Spitsberg** : Arthrodirés Dolichothoraci de la formation de Wood Bay (Dévonien inférieur).
- BLIECK A. (1984). — **Les Hétérostracés Pteraspidiiformes, Agnathes du Silurien-Dévonien du Continent nord-atlantique et des blocs avoisinants** : révision systématique, phylogénie, biostratigraphie, biogéographie.
- JANVIER P. (1985). — **Les Céphalaspides du Spitsberg** : anatomie, phylogénie et systématique des Ostéostracés silurodévonien ; révision des Ostéostracés de la Formation de Wood Bay (Dévonien inférieur du Spitsberg).

Ces trois volumes de la série des *Cahiers de Paléontologie* du CNRS sont le fruit de plus de dix années d'étude des trois groupes de Vertébrés les plus représentatifs des ichtyofaunes des Vieux Grès Rouges inférieurs du Spitsberg : Hétérostracés Pteraspidiiformes ("Ptéraspides"), Ostéostracés ("Céphalaspides") et Placodermes ("Poissons cuirassés"). Pour chacun d'eux est proposée une révision de l'ensemble des taxons actuellement connus dans le groupe de Red Bay (Gédinnien/Lochkovien) et la Formation de Wood Bay (Lochkovien terminal à Eifélien basal), ce qui représente en fait quelque cinquante genres différents et plus du double d'espèces, sans compter les autres Vertébrés présents dans cette séquence Dévonien inférieur (Thélodontes, Acanthodien, Elasmobranches, Crossoptérygiens).

C'est à partir de ce travail systématique et à l'aide de la méthode d'analyse cladistique qu'est proposé un nouveau schéma de relations phylogénétiques des Vertébrés inférieurs : relations Agnathes-Gnathostomes (Janvier, 1985) et entre Placodermes (Goujet, 1984). Notons :

1^o) que les Ostéostracés se trouvent ainsi en situation de groupe-frère des Gnathostomes, l'ensemble " Ostéostracés + Gnathostomes " étant le groupe-frère des Galéaspidés du Silurien-Dévonien de Chine,

2^o) que les Placodermes Arthrodières sont scindés en deux sous-ordres, considérés comme groupes-frères, les Phlyctaenioidei et les Actinolepidoidei.

La biostratigraphie de l'ensemble du Dévonien inférieur du Spitsberg (Groupe de Red Bay et Formation de Wood Bay) est entièrement revue, corrigée et complétée; les auteurs reconnaissent dix-huit associations fauniques successives fondées, soit sur les Hétérostracés comme éléments dominants du Groupe de Red Bay, soit sur des communautés à Ptéraspidés-Céphalaspides-Arthrodières dans la Formation de Wood Bay. Les corrélations peuvent dès lors être établies avec les régions arctiques et non-arctiques d'Amérique du Nord, d'URSS et d'Europe occidentale et orientale, avec l'aide de la méthode d'analyse biochronologique de J. Guex (Blieck, 1984). Remarquons également que, sur le plan de l'interprétation paléocologique, les auteurs penchent nettement en faveur de l'hypothèse d'ichtyofaunes marines ayant occupé des biotopes planicôtiers à marginaux (milieux intermédiaires).

Analyse de A. BLIECK.

*Résultats paléontologiques synthétiques de l'expédition
CNRS au Svalbard, 1969.*

GOUJET D. (1984). — *Les Poissons Placodermes du Spitsberg : Arthrodières Dolichothoraci de la Formation de Wood Bay (Dévonien inférieur).*

*Cahiers de Paléontologie, CNRS édit., Paris,
284 p., 114 fig., 30 pl. h.t.*

BLIECK A. (1984). — *Les Hétérostracés Pteraspidoformes, Agnathes du Silurien-Dévonien du Continent nord-atlantique et des blocs avoisinants : révision systématique, phylogénie, biostratigraphie, biogéographie.*

*Cahiers de Paléontologie, CNRS édit., Paris,
199 p., 81 fig., 1 dépl. h.t.*

JANVIER P. (1985). — *Les Céphalaspides du Spitsberg : anatomie, phylogénie et systématique des Ostéostracés silurodévonien ; révision des Ostéostracés de la Formation de Wood Bay (Dévonien inférieur du Spitsberg).*

*Cahiers de Paléontologie, CNRS édit., Paris,
244 p., 119 fig., 9 pl. h.t.*

«»

Origine magmatique et géodynamique des métavolcanites associées aux Phyllades (Péloponnèse orientale, Grèce)

Magmatic and geodynamic origin of metavolcanites associated with Phyllites (eastern Peloponnesus, Greece)

par Claude TRIBOULET (*) et Yannis BASSIAS (**)

Résumé. — Des lentilles de metabasalts associées à des roches hypermagnésiennes, intercalées dans la nappe inférieure des Phyllades, ont été mises en évidence dans le massif du Parnon.

D'après la géochimie des éléments majeurs et des éléments traces, ces metabasites de la nappe inférieure sont des tholéites à caractères océaniques et des basaltes alcalins de type océanique appartenant à un contexte géodynamique de type « îles océaniques », dans un bassin arrière-arc. Dans la nappe supérieure, la présence de métavolcanites présentant des termes différenciés de types basaltes riches en alumine, andésites basaltiques, andésites, dacites (?) évoque la possibilité d'une différenciation magmatique au sein d'une série continentale calco-alcaline. Des comparaisons avec les metabasites de la nappe inférieure du massif du Taygète et des métavolcanites de séries calco-alcalines de la nappe supérieure des Phyllades du Péloponnèse évoquent deux magmatismes (relativement isochrones ?), caractérisant le futur domaine des Hellénides en Péloponnèse au cours du Paléozoïque supérieur (?) - Trias. Ces magmatismes pouvaient être liés à la subduction éphémère de l'ancienne paléo-Thétys sous le rebord du continent Apulien.

Abstract. — *Metabasalts lenses associated with hypermagnesian rocks are intercalated within the lower nappe of the Phyllites which crop out in the Parnon massif. The geochemical analysis of main and trace elements shows that these metabasites are oceanic-like tholeites and alkaline basalts of oceanic type. These features indicate an ocean island type geodynamic context in a « back arc basin ».*

In the upper nappe, the metavolcanites are differentiated into alumina-rich basalts, basaltic andesites and dacites (?). These terms represent a possible magmatic differentiation of a calc-alkaline continental series. Comparisons with the lower nappe metabasites of the Taygetos massif and the upper nappe metavolcanites of the Peloponnesus in general show two magmatisms (relatively isochrone ?), which characterise the Hellenides in Peloponnesus during the Upper Paleozoic (?) - Trias. These magmatisms could be related with the « ephemeral » subduction of the old Paleo-Thetys under the edge of the Apulian continent.

(*) Laboratoire de Pétrologie Minéralogique, Equipe de Recherche associée au C.N.R.S., n° 1009 « Pétrologie métamorphique », Université Pierre et Marie Curie, 4, place Jussieu, 75230 Paris Cedex (France).

(**) Laboratoire de Stratigraphie, Université Pierre et Marie Curie, 4, place Jussieu, 75230 Paris Cedex (France). Adresse actuelle : Institut für Geologie, Freie Universität Berlin, Altensteinstr. 35A, Berlin (R.F.A.).

Note présentée le 7 Novembre 1984 et acceptée pour publication par le Conseil de la S.G.N. le 6 Mars 1985.

1. — INTRODUCTION

La cartographie (feuille d'Astros 1/50.000) en liaison avec une étude pétrologique (Bassias, 1984 ; Bassias et Triboulet, sous presse) a mis en évidence dans le massif du Parnon, à Arnמושga et Lakkomata de Malavazos, des lentilles plus ou moins épaisses de métavolcanites (prasinites, amphibolites et roches magnésiennes) intercalées dans des phyllades comparables à celles de la nappe inférieure du massif du Taygète plus au SW (Goranos, Arna, Jeoritsion, fig. 1). De même que dans le Taygète, leurs caractères texturaux et minéralogiques s'opposent nettement aux phyllades et quartzophyllades qui les enveloppent (Thiébault, 1982 ; Thiébault et Triboulet, 1984 ; Skarpelis, 1982).

Pour Thiébault (1982), les métavolcanites de la nappe inférieure du Taygète sont des tholéites intra-plaque d'origine continentale. Pour Skarpelis (1982), elles ont une origine océanique.

On se propose dans cette étude d'élucider, d'après la géochimie des éléments majeurs et de quelques éléments traces, l'origine magmatique et géodynamique de ces métavolcanites. Nous comparerons les lignées connues des séries magmatiques types avec celles de ces métavolcanites paléotypes. Pour cela, cinq échantillons représentatifs de métavolcanites (amphibolites et prasinites) des phyllades de la nappe inférieure du Parnon seront comparées avec ceux de Paraskevopoulos (1964), Thiébault (1982) et Skarpelis (1982) dans le Taygète, et ceux de Seidel (1974, 1978) en Crète, en

utilisant en particulier certains diagrammes de discrimination qui ne sont pas pris en considération par ces auteurs.

Des comparaisons procédant des mêmes types d'analyse seront aussi effectuées entre les métavolcanites du domaine de Tyros-Léonidion (SE du secteur d'Astros) et celles de la nappe supérieure du Taygète (Krooke-Finiki) (fig. 1).

Enfin, nous tenterons une synthèse géodynamique de l'ensemble de ces métavolcanites à l'échelle du Péloponnèse.

II. — LE CADRE GEOLOGIQUE

Les Hellénides externes sont divisées en cinq unités tectoniques :

1) La série de Paxos-Zanthe, sous la nappe calcaire de Tripolitza ou sous la série des « Plattenkalk ».

2) L'unité des « Plattenkalk » (fenêtres du Parnon et du Taygète en Péloponnèse) attribuée d'après les données paléontologiques et les corrélations faciologiques à des parties de la zone Ionienne (Bizon et Thiébault, 1974 ; Thiébault, 1977, 1978, 1982 ; Bassias, 1984 ; Bassias et Thiébault, 1985).

3) Les Phyllades. Pour certains auteurs, elles représentent, totalement ou partiellement, le soubassement stratigraphique de la série de Gavrovo-Tripolitza (Theodoropoulos, 1974 ; Kuss et Thorbecke, 1974 ; Thorbecke, 1974 ; Richter, 1975 ; Thiébault, 1975 ; Bizon *et al.*, 1976 ; Bon-

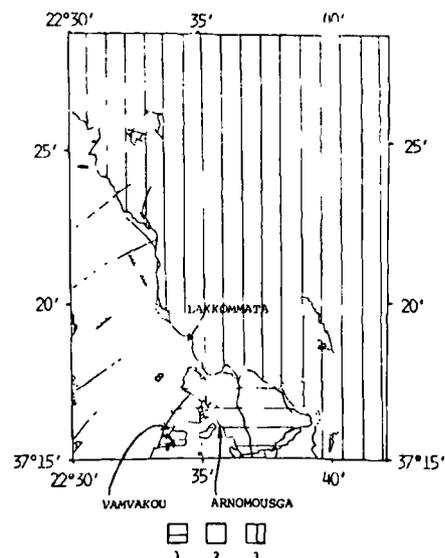
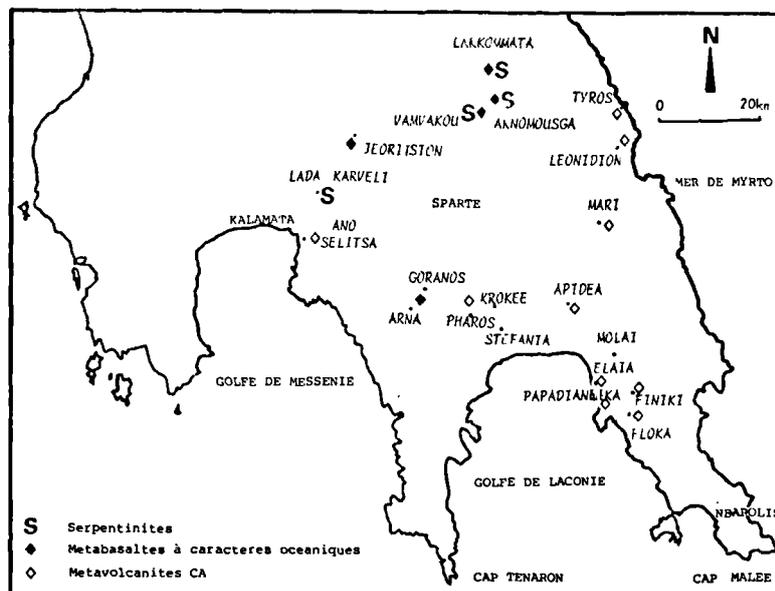


Fig. 1a. — Répartition géographique des métavolcanites du Péloponnèse.

Fig. 1a. — Geographical distribution of the metavolcanites in Peloponnesus.

neau et Karakitsos, 1979 ; Krahl *et al.*, 1981). D'après Jacobshagen *et al.* (1978), une deuxième hypothèse serait aussi possible, basée sur des arguments nettement métamorphiques : celle d'une série continue du Permien au Miocène (?), à caractères océaniques ou de marge, située entre les domaines Ioniens et de Gavrovo-Tripolitza. Alther et Seidel (1979), reprenant cette deuxième hypothèse, construisent un modèle de subduction responsable du métamorphisme de haute pression / basse température des Phyllades.

Pour Thiébault et Triboulet (1984), il s'agit d'un raccourcissement et d'un surépaississement d'une croûte continentale amincie localement (Thiébault, 1982). Pour Bassias (1985), le mécanisme responsable du métamorphisme du faciès schistes à glaucophane peut être dû à des pressions d'eau très élevées contemporaines de la serpentinisation des péridotites de la nappe inférieure des Phyllades.

4) La nappe méso-cénozoïque de Gavrovo-Tripolitza.

5) La nappe du Pinde-Olonos.

III. — LES NAPPES DES PHYLLADES

Les Phyllades en Péloponnèse affleurent en trois nappes (Thiébault, 1981, 1982) distinctes entre elles du point de vue de la tectonique et de la stratigraphie :

1) La Nappe Inférieure ou « Système Cristallin Principal » (Ktenas, 1926 ; Lekkas, 1980) est constituée de roches du Paléozoïque-Trias (Thiébault, 1981, 1982) et de métaflysch Ionien daté paléontologiquement de l'Oligocène (Lekkas, 1980 ; Lekkas et Ioakim, 1981). Il s'agit de mica-schistes alumineux et hyper-alumineux, à grenat, ferro-glaucophane ou chloritoïde, et de metabasites à glaucophane. Ces dernières constituent la première partie du sujet de cette étude.

2) La Nappe Intermédiaire est constituée de mica-schistes, métavolcanites, métaconglomérats et marbres. Elle est datée paléontologiquement du Carbonifère (Paraskevopoulos, 1964), du Permien (Lys et Thiébault, 1971 ; Fytrolakis, 1971 ; Thiébault, 1981, 1982), et du Trias (Brauer *et al.*, 1980). La continuité de ces formations vers des calcaires triasiques ressemblant aux calcaires triasiques de Gavrovo-Tripolitza est connue (Thiébault et Zaninetti, 1974 ; Thiébault, 1975, 1982).

3) La Nappe Supérieure (complexe de Tyros) est constituée de schistes argileux associés à des métapyroclastites et des méta-andésites. Ces formations se trouvent aussi en continuité avec des calcaires triasiques ressemblant aux calcaires triasiques de Gavrovo-Tripolitza (Thiébault et Kozur, 1979). Les métavolcanites de cette nappe constituent la deuxième partie du sujet de cette étude.

IV. — LES METAVOLCANITES DE LA NAPPE INFÉRIEURE DES PHYLLADES DU PARNON. COMPARAISON

AVEC CELLES DE GORANOS-ARNA (Taygète)

1) Description de la coupe de Lakkomata.

Près de la route d'Agios Petros à Kastanitsa, au pied du contact de calcaires Eocènes de Gavrovo-Tripolitza sur les Phyllades, et entre les collines de Lakkomata et Malavazos (39,8/31) existe un affleurement unique. Déjà signalé par Tataris et Maragoudakis (1965), il est constitué de roches d'un cortège basique et ultrabasique serpentinisé. Limité par une faille à sa base, il comporte de bas en haut les unités suivantes (fig. 1b) :

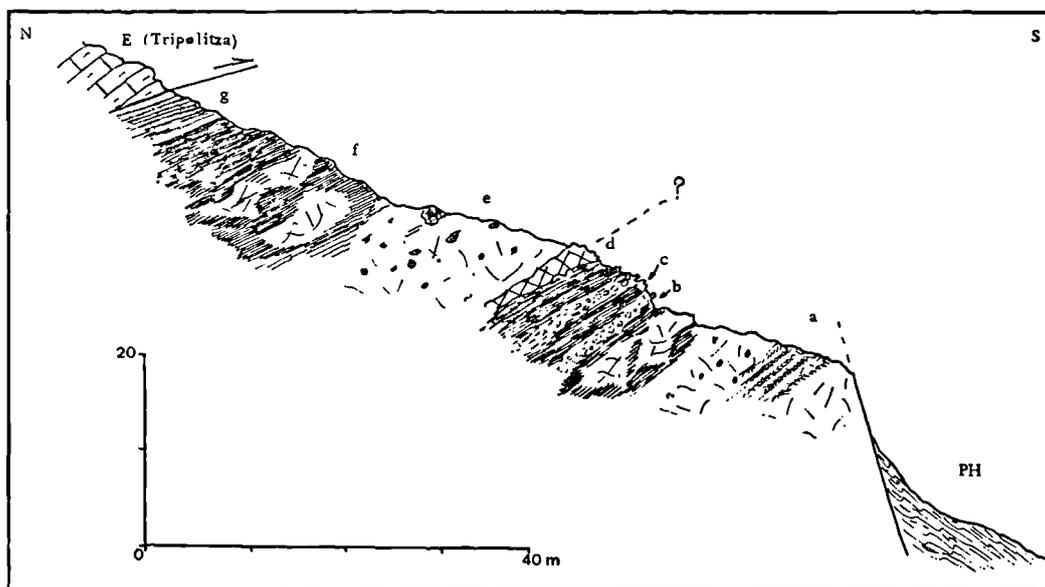
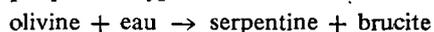


Fig. 1b. — Coupe géologique de Lakkomata.

Fig. 1b. — Geological section in Lakkomata.

- a. Quelques mètres de « schistes verts à glaucophane », présentant une foliation qui délimite des niveaux uniquement glaucophanites et des niveaux à glaucophane + chlorite + quartz + calcite + feldspath en alternances centimétriques. Une linéation L1 soulignée par des amphiboles bleues a une direction N 212° et un plongement de 40° vers le Sud-Ouest. La schistosité S2 a une direction NE-SW et un pendage fort vers le SE.
- b et c. Cinq mètres d'une alternance de deux niveaux de brèches :
- le premier (c) est marron foncé, ses éléments ont un diamètre variable de 2 à 10 cm. Il s'agit d'un matériel clastique, probablement des galets de laves altérées (voir plus loin) à glaucophane, chloritoïde, feldspath, quartz, mica blanc et beaucoup d'humite très fine ;
 - le deuxième (b) est constitué de serpentinites vert foncé, qui contiennent des feldspaths, de l'épidote et de la chlorite.
- d. Un mètre environ d'amiante et de talc, très tectonisés, avec une linéation-crénelation de direction N 240°, plongeant de 20° vers le SW. Dans ce niveau, il existe un contact tectonique qui sépare les formations précitées des formations suivantes. Des stries présentent une direction N 180° et un plongement de 70° vers le Sud.
- e. Dix mètres environ de serpentinites identiques à celles du niveau (b), mais schistosées et non boudinées. Elles ont été calcitisées tardivement, avec remplacement de la chlorite par la calcite. On remarque en outre l'existence de brucite. A son sommet, ce niveau devient assez dolomitique, avec calcitisation tardive. Il contient de la calcite, de la dolomite altérée, de la chlorite, des minéraux opaques, de la brucite, de la muscovite, rarement de la paragonite.
- Intercalés dans ces serpentinites apparaissent des niveaux riches en glaucophane, épidote, albite, chloritoïde, mica blanc, sphène et quartz.
- f. Cinq mètres environ de micaschistes noirs à chlorite, muscovite, paragonite, feldspath et quartz, avec des éléments clastiques verts.
- g. Trois à cinq mètres de schistes à chloritoïde, épidote, chlorite, feldspath, mica blanc, calcite et quartz. Le chloritoïde appartient à deux générations. De niveaux à feldspath et chlorite épais de 2 mm, on passe à des niveaux assez calcitiques (anciennes dolomites) de 1 mm d'épaisseur. La calcite et le quartz préexistent à la formation du chloritoïde. Les limites entre les deux niveaux sont franches et le chloritoïde suit souvent ces limites en restant toujours dans le domaine chlorito-feldspathique. Par contre, la deuxième génération de chloritoïde se forme dans les lits de calcite.

L'affleurement de Lakkomata est donc constitué de matériel basique et ultrabasique. Les niveaux dolomitiques postérieurement calcitisés sont riches en quartz, épidote, glaucophane, feldspath, chloritoïde, chlorite, mica blanc et sphène. La foliation délimite des niveaux à calcite d'origine effusive et des niveaux à chloritoïde, chlorite et épidote. Les feldspaths sont abondants partout. L'existence de brucite indique un événement autométamorphique de type :



Les grains chromitiques sont remplacés par la magnétite et la chlorite.

Le niveau à talc et amiante est une zone de limite tectonique intercalée dans l'ensemble. Il différencie les « roches vertes » et les micaschistes noirs des roches plus basiques, à l'origine péridotites, laves et brèches basiques rubanées. Les minéralisations abondantes (Cr 3.400 ppm, Ni 2.670 ppm, Bassias, 1984) et la transformation de minéraux ferromagnésiens, en particulier d'olivine en serpentine et brucite, sont des caractères de péridotites. De telles roches : harzburgites, péridotites à orthopyroxène et dunités, affleurent à la base de complexes ophiolitiques. Elles sont foliées, mécaniquement déformées, ou bien litées et contenant des cumulats.

Dans la région de Dassaki Lada, au Sud d'Artemisia, Skarpelis (1982) cite un autre affleurement d'harzburgite serpentinisée intercalée tectoniquement entre les complexes de Tyros et des schistes à chloritoïde, Mg-carpholite et lawsonite. Cette serpentinite est intercalée avec des schistes à grenat, glaucophane et chlorite.

2) Géochimie.

a) Géochimie des éléments majeurs.

L'analyse chimique des roches totales (Bassias, 1984 et tabl. I) montre des roches hypermagnésiennes très pauvres en Al_2O_3 et CaO, du cortège ultrabasique, et des roches assez pauvres en MgO, relativement riches en fer et en CaO, du cortège basique.

Dans la partie supérieure de l'affleurement de Lakkomata (e à g, fig. 1 b), le volume de matériel riche en magnésium par rapport au matériel pauvre en magnésium est lié à un enrichissement en mica : il s'agit probablement d'une resédimentation. En outre, les rares inclusions glaucophanites dans les « roches vertes » de la partie supérieure semblent plutôt le résultat de la fragmentation d'autres niveaux que le résultat d'une différenciation chimique à l'intérieur des roches magnésiennes.

Le même type d'occurrence se retrouve dans la partie inférieure (a). Les roches magnésiennes sont interstratifiées avec les glaucophanites à la base. Cet ensemble aurait pu, par resédimentation, alimenter le sommet en blocs et galets, mais partiellement, car il manque la source en galets basiques (c).

Une resédimentation est donc probable dans les Phyllades de la nappe inférieure. Elle est peut-être liée à deux sources différentes : une, de roches magnésiennes appartenant à un cortège ultrabasique et une autre issue d'un cortège basique.

Les diagrammes de discrimination utilisés pour appréhender l'origine géochimique de ces métavolcanites seront fondés sur les lignées évolutives de roches alcalines (A), calco-alcalines (CA) et tholéitiques (TH) dans différents contextes géodynamiques, rapportées à

	ARNOMOUSGA			LAKKOMATA		TYROS-LEONIDIEN		
	133	135	136	B ₂ (a)	B ₃ (c)	59	60	61
SiO ₂	49,42	51,36	48,80	33,67	45,46	53,53	53,34	52,49
Al ₂ O ₃	13,75	14,29	14,11	17,71	15,59	19,31	20,34	15,70
Fe ₂ O ₃	6,96	8,17	8,59	10,36	18,25	9,13	7,15	2,37
FeO	5,31	3,37	4,17		3,96			5,20
MnO	0,22	0,17	0,16	0,20	0,35	0,11	0,09	0,08
MgO	7,05	6,86	7,72	2,18	1,20	3,16	2,37	5,31
CaO	7,79	8,43	8,35	21,15	3,17	3,95	3,00	5,87
Na ₂ O	3,85	2,00	2,44	1,10	0,42	2,82	2,76	0,15
K ₂ O	0,10	0,76	0,36	0,51	2,10	2,67	4,71	3,61
TiO ₂	1,48	1,54	1,81	1,32	0,71	1,08	1,07	0,83
P ₂ O ₅	1,13	0,12	0,13	0,07	0,12	0,19	0,09	0,12
CO ₂	—	—	—	—	4,22	—	—	4,40
H ₂ O	3,03	3,49	3,41	10,57	5,11	4,38	3,73	3,93
total	99,09	100,56	100,05	98,94	100,66	100,33	98,65	100,06
Ba				57		174	192	
Co				127		102	87	
Cr				507		30	52	
Cu				17		<10	<10	
Ni				138		25	23	
Sr				270		233	148	
V				242		208	224	
Rb				<10		47	105	

Tableau I.

Analyses chimiques des métavolcanites de la nappe inférieure des Phyllades du Parnon (Arnomousga et Lakkomata) et de la nappe supérieure (Tyros-Léonidien).

- 133 : métabasalte en lentille dans des micaschistes à glaucophane ; albite + épidote + glaucophane (?) + amphibole bleu-vert (M1)/chlorite + albite + épidote (M2).
- 135 : métabasalte en lentille dans des micaschistes à glaucophane ; amphibole bleue + épidote + albite + biotite (?) (M1)/épidote + amphibole verte + amphibole bleue + chlorite (M2)/prehnite filonienne.
- 136 : métabasalte en lentille dans des micaschistes à glaucophane + épidote (M1). Filons à amphibole bleue + épidote + chlorite + quartz.
- B₂(a) : métabasalte à glaucophane + épidote + albite + calcite (M1)/chlorite + sphène + hématite (M2).
- B₃(c) : métacumulat ferreux à chloritoïde + calcite.
- 59 : brèche autométamorphique à chlorite + épidote + quartz + opaques + olivine (?).
- 60 : porphyre.
- 61 : tuf.
- Analystes : 133, 135, 136 : N. Vassard ; B₂(a), B₃(c), 61 : M. Lenoble ; 59, 60 : C.R.P.G., Nancy.

des éléments considérés comme peu ou non mobiles : Al₂O₃, MgO, (FeO + Fe₂O₃), TiO₂.

Les diagrammes classiques utilisés pour les roches magmatiques sont établis essentiellement sur le comportement d'éléments tels que Na₂O, K₂O et SiO₂, qui migrent fortement pendant le métamorphisme (Kuno, 1966 ; Jakes *et al.*, 1972 ; Dickinson, 1968). Thiébaud (1982, fig. 211 et 212) a bien montré que dans le Taygète les métavolcanites étaient souvent très lessivées en K₂O et enrichies en Na₂O, pour une somme (Na₂O + K₂O) à peu près constante, par rapport aux lignées A, CA et TH continentales de référence (Fontelles, 1968, 1976).

C'est pourquoi on a d'abord utilisé des diagrammes montrant le comportement de (FeO + Fe₂O₃), Al₂O₃ et TiO₂ en fonction de MgO, réalisés (Triboulet *et al.*, 1985) à partir des données bibliographiques importantes relatives au comportement de ces éléments dans les différents contextes géodynamiques évoqués plus haut. Les résultats sont illustrés par les fig. 2, 3 et 7.

Les basaltes A et CA ont, pour des contextes continentaux et d'arcs insulaires, des domaines de compositions plus flous que ceux des TH, avec (fig. 2a et 2b ; 3a et 3b) :

— augmentation de (FeO + Fe₂O₃) de 5 à 13 % quand MgO augmente de 1 à 10 % ;

— diminution de Al₂O₃ de 20 à 14 % quand MgO augmente de 1 à 10 %.

Table I.

Chemical analyses of metavolcanites from the lower nappe of the Phyllites of the Parnon (Arnomousga and Lakkomata) and from the upper nappe (Tyros-Leonidien).

- 133 : lense of metabasalt in a micaschist ; albite + epidote + glaucophane (?) + blue-green amphibole (M1)/chlorite + albite + epidote (M2).
- 135 : lense of metabasalt in a micaschist ; blue amphibole + epidote + albite + biotite (?) (M1)/epidote + green amphibole + blue amphibole + chlorite (M2). Veins of prehnite.
- 136 : lense of metabasalt in a micaschist ; glaucophane + epidote (M1). Veins of blue amphibole + epidote + chlorite + quartz.
- B₂(a) : metabasalt ; glaucophane + epidote + calcite + albite (M1)/chlorite + sphene + hematite (M2).
- B₃(c) : chloritoid + calcite ferrous metacumulate.
- 59 : chlorite + epidote + quartz + opaque minerals + olivine (?) autometamorphic conglomerate.
- 60 : porphyre.
- 61 : tuff.

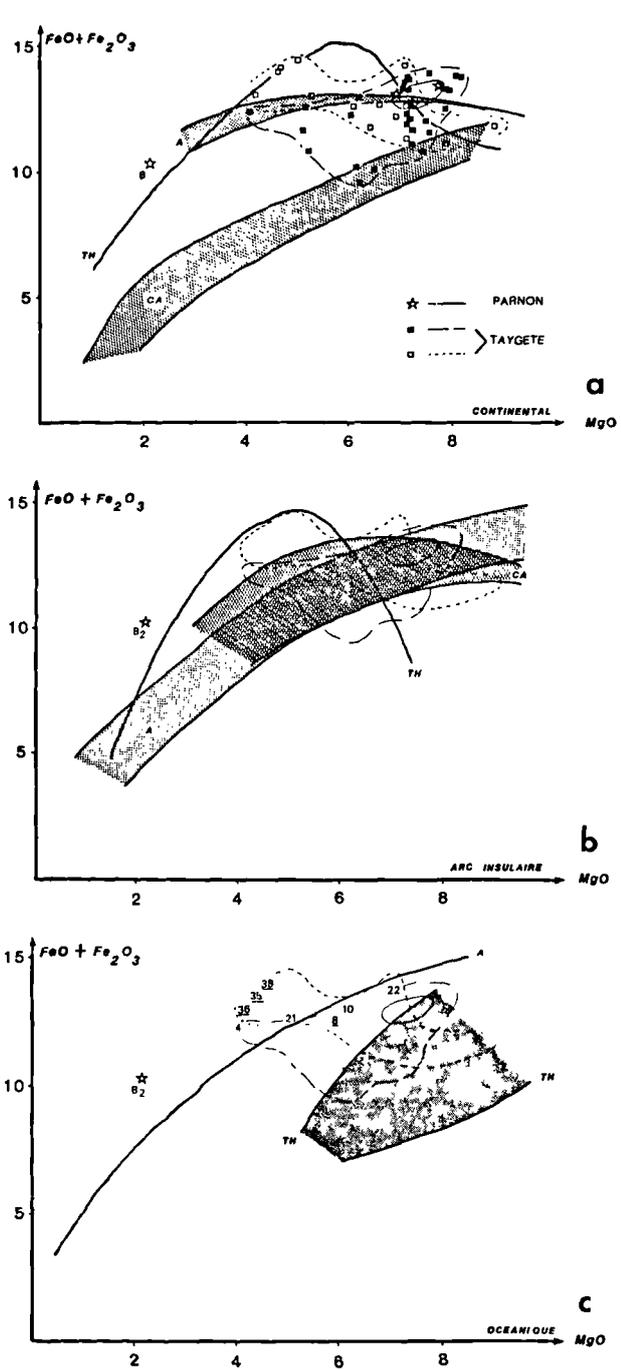


Fig. 2. — Répartition des métavolcanites de la nappe inférieure des Phyllades du Péloponnèse en coordonnées $(\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3)\text{-MgO}$, comparée à des lignées magmatiques alcalines (A), calco-alcalines (CA) et tholéitique (TH) pour les volcanites : a) continentales, b) d'arcs insulaires, c) de rivières et planchers médio-océaniques.

★ : analyses d'après Thiébault, 1982.

□ : analyses d'après Skarpelis, 1982.

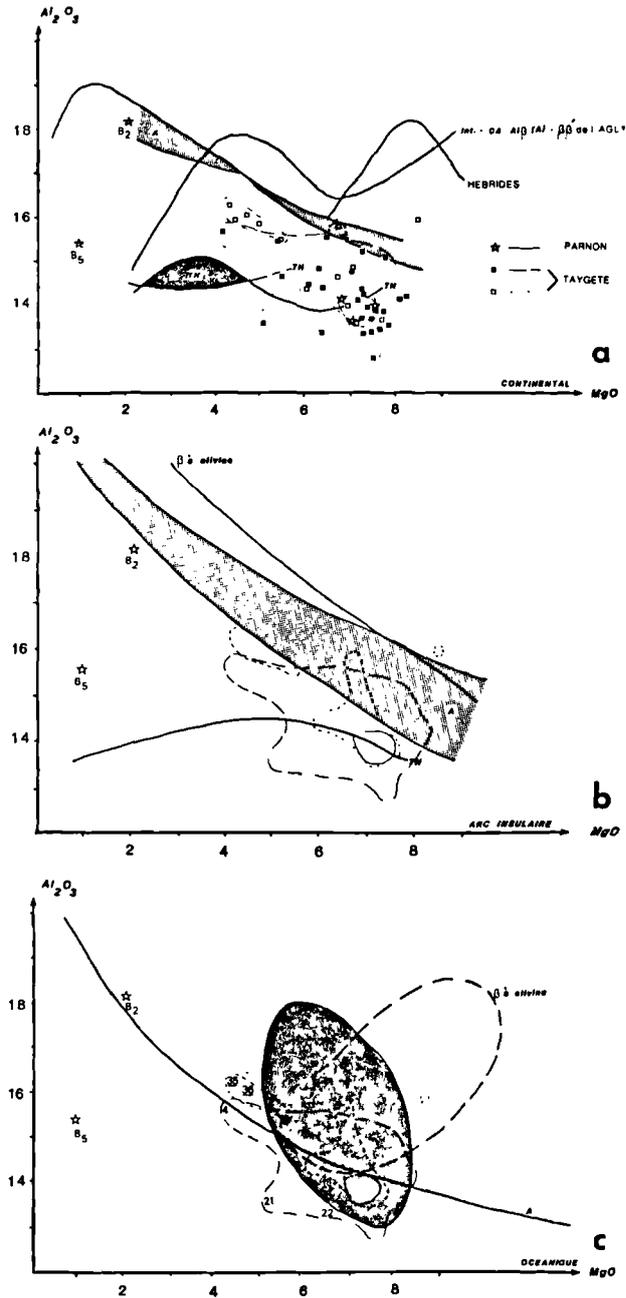


Fig. 3. — Identique à la fig. 2 en coordonnées $\text{Al}_2\text{O}_3\text{-MgO}$.
Fig. 3. — As for fig. 2 in $\text{Al}_2\text{O}_3\text{-MgO}$ coordinates.

Fig. 2. — Distribution of the metavolcanites of the lower nappes of Peloponnesus in $(\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3)\text{-MgO}$ coordinates, correlated with alkaline (A), calc-alkaline (CA) and tholeiitic (TH) magmatism, discrimination : a) continental, b) island arc, c) ocean floor and ride volcanites.

★ : data in Thiébault, 1982.

□ : data in Skarpelis, 1982.

Les basaltes TH des rides et planchers océaniques (données des « initial reports of the deep sea drilling project », vol. 51, 52, 53 et 69) ont par contre des champs de compositions circonscrits dans un intervalle restreint en abscisse ($5\% < \text{MgO} < 8,3\%$), pour des teneurs en $(\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3)$ pouvant varier de 7 à 14 %, et en Al_2O_3 de 13 à 18 %.

Les trois métavolcanites d'Arnמושga ainsi que 33 des roches du Taygète tombent exactement dans les champs de composition des TH océaniques. La roche B2 de Lakkomata et 6 des métavolcanites du Taygète qui ne sont pas des TH suivent la lignée A. Cette lignée est très différenciée sur la fig. 2c ; sur la fig. 3c, elle appartient à un domaine de recouvrement avec le champ des TH.

La roche 22 (Thiébaud, 1982), qui appartient au champ des TH océaniques pauvres en alumine (fig. 2c), s'écarte peu de la limite supérieure en $(\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3)$, et peut ainsi être assimilée à une TH. La roche 21, très appauvrie en alcalins et enrichie en CaO peut être considérée comme une roche métasomatique et ne pas être prise en considération.

Sur la fig. 2c, la roche B5 provenant de Lakkomata, très riche en fer, n'est pas représentée. Elle pourrait correspondre à un terme différencié de TH océanique évoluée (gabbro ferro-titané), mais sa faible teneur en TiO_2 (0,71 %) et sa richesse en alumine ne sont pas compatibles avec une telle origine. Il n'a pas non plus des caractères de ferrobasalte riche en fer, titane et alumine, pauvre en Cr (< 60 ppm) (Hékinian, 1982).

L'enrichissement relatif en TiO_2 lié à un enrichissement en fer, typique de l'évolution des TH (Wager et Deer, 1939) s'observe sur le diagramme de la fig. 4, qui regroupe les 36 tholéites du Parnon et du Taygète.

L'évolution de FeO^* et de TiO_2 en fonction de FeO^*/MgO (fig. 5 et 6) étaye encore les considérations précédentes.

Les teneurs en TiO_2 en fonction de MgO (fig. 7) montrent que les TH suivent une évolution intermédiaire entre celle de TH saturées à quartz normatif et celle de basaltes à olivine. Bien que les teneurs en $\text{P}_2\text{O}_5/\text{TiO}_2$ (Bébién, 1977) leur confère une origine océanique, les caractères de TH océaniques des métavolcanites d'Arnמושga (Parnon) et de Goranos-Arna (Taygète) n'impliquent pas forcément une origine profonde de type MORB pour les basaltes dont elles dérivent. Le fait que des roches à caractères alcalins leur soient associées leur confère au contraire des similitudes avec les ophiolites de type III définies par Miyashiro (1974), typiques des zones de subduction, sujettes au métamorphisme de type schistes bleus, et dont les TH sont absolument identiques aux TH de MORB.

Malheureusement, les données relatives aux basaltes et roches associées des fossés interplaques sont trop peu abondantes (Dietrich *et al.*, 1978 ; Miyashiro, 1974 ;

Chase *et al.*, 1968) pour pouvoir être utilisées à des fins de comparaisons.

Or, pour Thiébaud (1982), les métavolcanites ont une origine intraplaque, et aucun critère ne permet d'associer la naissance de ces laves à une plaque océanique. Pour Skarpelis (1982), il est évident que ces basaltes sont associés à la formation de croûte océanique dans une mer marginale ou dans un bassin océanique.

D'après Thiébaud (1982), dans le diagramme $\text{TiO}_2\text{-K}_2\text{O-P}_2\text{O}_5$ (Pearce *et al.*, 1975), la projection des points dans le champ des basaltes océaniques est alors liée à la mobilité de K_2O . Pour Skarpelis, la projection des points dans le champ des basaltes continentaux est liée à un enrichissement en K_2O , donc à une altération hydrothermale.

Sachant que les métavolcanites des Phyllades de la nappe inférieure correspondent à une série qui comprend des TH associées à quelques roches A, on peut avoir une idée plus précise du contexte géodynamique dont elles proviennent grâce aux données de Pearce *et al.* (1977) (fig. 8) qui présentent une classification paléogéographique des métavolcanites extensives. Sur ce type de diagramme doivent aussi être différenciées les roches alcalines des roches non alcalines, et c'est en suivant ces principes que l'on va préciser l'origine probable des métavolcanites du Péloponnèse.

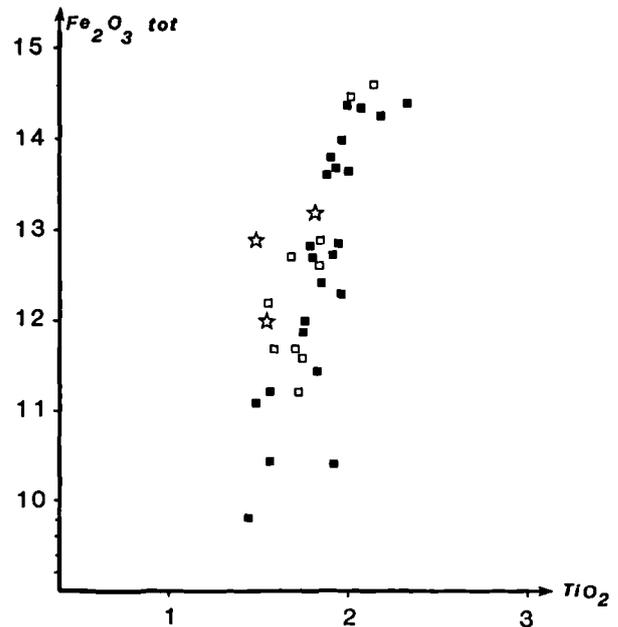


Fig. 4. — Variations de Fe_2O_3 en fonction de TiO_2 .
Mêmes symboles que pour les fig. 2 et 3.

Fig 4. — Fe_2O_3 vs. TiO_2 variations.
Symbols as for fig. 2 and 3.

L'ensemble des points correspondant aux roches non alcalines tombe dans les domaines intraplaques des roches de type MORB et/ou d'îles océaniques, relativement pauvres en Al_2O_3/FeO et MgO . Les roches alcalines en sont nettement différenciées, et l'appartenance de l'une de ces roches au champ de composition

des roches de type « spreading center islands » (inter plaque) n'a pas de réelle signification géodynamique (Pearce *et al.*, 1977, fig. 2).

b) *Géochimie des éléments traces.*

Outre les éléments majeurs, Skarpelis (1982) utilise des diagrammes faisant intervenir des éléments traces ; ainsi, les données des metabasites du Taygète vont permettre certaines comparaisons supplémentaires avec celles du Parnon.

D'après les diagrammes P_2O_5-Zr (Winchester et Floyd, 1976), $Y-Nb$ (Pearce et Cann, 1973) et TiO_2-Zr/P_2O_5 (Winchester et Floyd, 1976), les metabasites de Goranos-Arna se projettent toutes dans le champ des tholéïtes, et se différencient nettement des champs calco-alcalins et alcalins. Dans le diagramme $Zr/TiO_2-Nb/Y$ (Winchester et Floyd, 1977), ils montrent des caractères de basaltes à andésites basaltiques.

L'application de diagrammes fondés uniquement sur les éléments traces et Ti (Skarpelis, 1982) montre que les basaltes du Taygète se sont formés plutôt dans un environnement océanique que dans un arc insulaire : il s'agit de basaltes de type MORB formés dans un environnement de plaques divergentes, sans que l'on puisse dire s'ils se sont formés dans une mer marginale, dans un bassin arrière-arc, ou dans un bassin océanique, puisque les variations des indices chimiques sont les mêmes dans tous les cas.

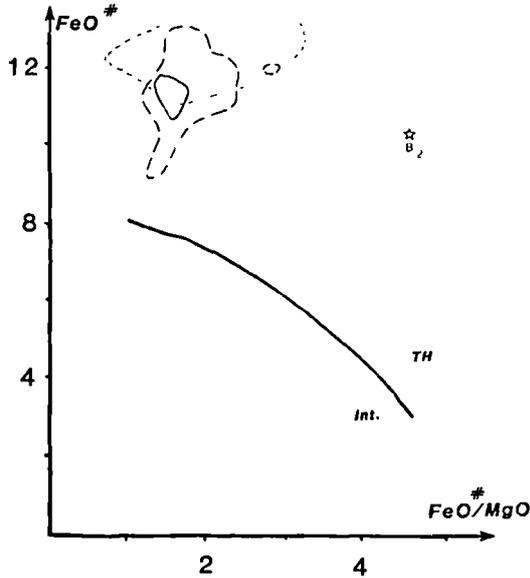


Fig. 5. — Identique à la fig. 2 dans un diagramme $FeO^* - (FeO^*/MgO)$ (d'après Miyashiro, 1974).

Int : roches intermédiaires entre des TH et des roches CA.

Fig. 5. — As for fig. 2 in $FeO^* - (FeO^*/MgO)$ coordinates (after Miyashiro, 1974).

Int : intermediate TH-CA rocks.

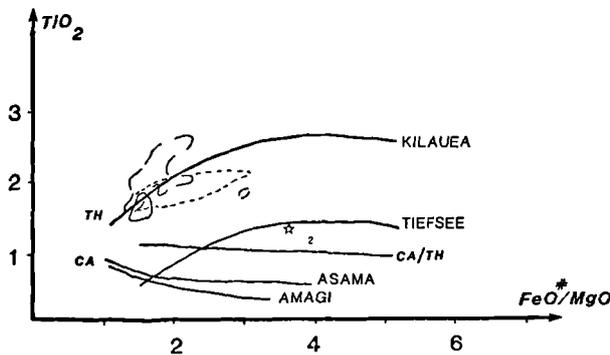


Fig. 6. — Identique à la fig. 2 en coordonnées $TiO_2 - (FeO^*/MgO)$.

Fig. 6. — As for fig. 2 in $TiO_2 - (FeO^*/MgO)$ coordinates.

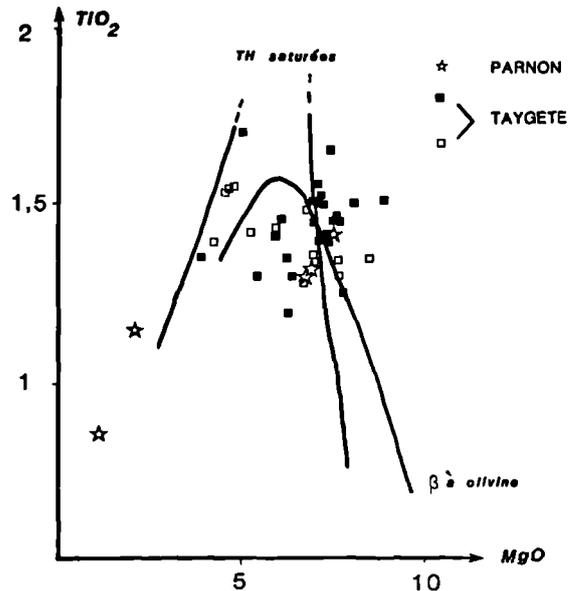


Fig. 7. — Identique à la fig. 2 en coordonnées TiO_2-MgO pour des roches océaniques.

Fig. 7. — As for fig. 2 in TiO_2-MgO coordinates, for oceanic rocks.

L'application directe du diagramme de Pearce (1979) à nos données (roche B2, tabl. I et fig. 9) montre que la métavolcanite de Lakkomata est un basalte alcalin à caractères océaniques.

D'après la fourchette de teneurs en Ti, et malgré le manque d'analyses de Zr, le diagramme de Pearce et Cann (1973) corrobore la similitude des métavolcanites du Parnon avec des basaltes de type MORB (fig. 10).

Les métavolcanites du Taygète pour lesquelles Zr est connu tombent dans une fourchette de Ti un peu plus large, et montrent une similitude frappante avec les basaltes TH de la ride Pacifique orientale (Hékinian, 1982).

V. — LES METAVOLCANITES
DE LA NAPPE SUPERIEURE
DES PHYLLADES DU PARNON.

COMPARAISON
AVEC CELLES DE KROKKEE-FINIKI (Taygète)

Bien que ce complexe n'apparaisse qu'au SE de la feuille d'Astros (route Tyros-Léonidion), il constitue un deuxième élément analytique de comparaisons avec le Taygète. C'est pourquoi 3 roches provenant de Tyros-Léonidion ont été analysées (tabl. I) et seront comparées dans ce qui va suivre aux données de Thiébaud (1982) et Skarpelis (1982). Deux roches correspondent à des porphyres identiques à ceux de Krokee (Thiébaud, 1982), et une représente des brèches « autométamor-

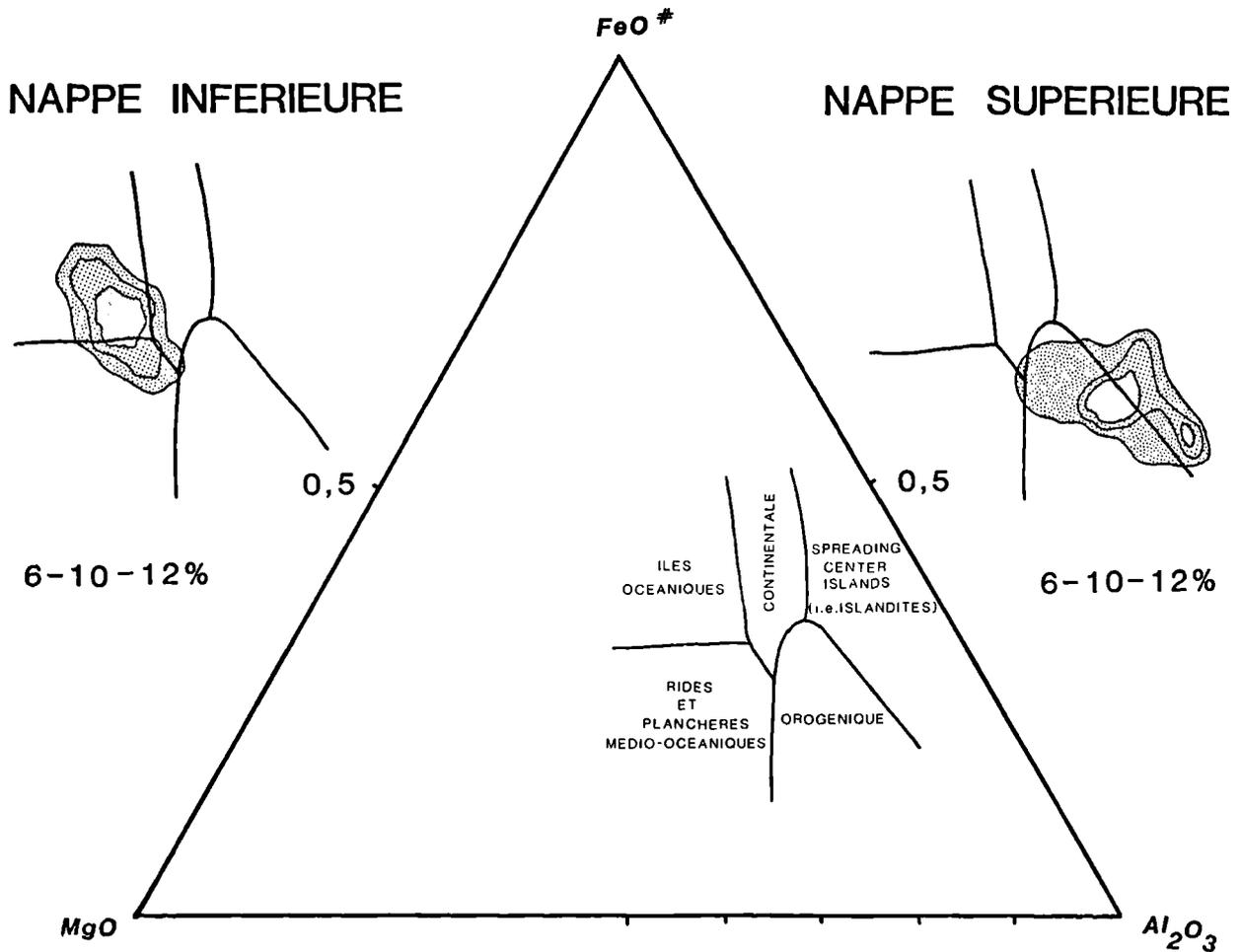


Fig. 8. — Densités de répartition des métavolcanites des nappes inférieure et supérieure des Phyllades du Péloponnèse comparées aux champs de composition des roches de divers contextes géodynamiques (d'après Pearce *et al.*, 1977).

Fig. 8. — Distribution densities of the metavolcanites of the lower and upper nappes of the Phyllites of Peloponnese, compared with various geodynamic contexts (after Pearce *et al.*, 1977).

phiques » à chlorite, épidote et quartz, liées à l'effet de la mise en place des roches sous l'effet de la circulation de fluides à une température qui n'a pas dépassé 150° C.

Pour Thiébault (1982), ces métavolcanites ont toutes des caractères d'andésites CA ; pour Skarpelis (1982), certaines tendent vers des basaltes andésitiques.

Leurs teneurs en Al_2O_3 , $(FeO + Fe_2O_3)$ et MgO écartent d'emblée une origine océanique ou d'arc insulaire. Par rapport aux lignées évolutives type de roches continentales (fig. 11 et 12), elles représentent trois familles assez différenciées :

— des roches riches en Al_2O_3 , qui montrent une corrélation négative entre Al_2O_3 et MgO, et assez pauvres en fer, avec une corrélation positive entre $(FeO + Fe_2O_3)$ et MgO ;

— des roches plus pauvres en Al_2O_3 , comprenant des termes peu différenciés, regroupés dans un champ commun aux CA et aux TH (représentées essentiellement par les analyses fournies par Thiébault), et des termes plus différenciés qui suivent deux lignées distinctes : l'une de TH, l'autre de roches intermédiaires de type CA-basaltes alumineux comparables à la lignée $\beta\beta'$ de l'Agly (Fonteilles, 1976) ;

— des roches CA à tendance alcaline qui correspondent aux brèches « autométamorphiques ».

Une telle disparité dans les lignées géochimiques de ces roches semble peu crédible. On peut aborder le problème autrement, en essayant de voir si les variations des mêmes constituants au cours de la différenciation magmatique d'une série homogène peuvent, au sein d'une plaque continentale ou près d'une marge, mener à un champ de compositions semblable à celui des métavolcanites de la nappe supérieure.

Si l'on suit les variations de Al_2O_3 en fonction de MgO au cours de la différenciation des séries volcaniques CA continentales en général (Cascade Province, Amérique Centrale, Anatolie, NW de l'Iran, Andes, Arménie, Turquie, in Thorpé, 1982), et de celles du nord de l'Amérique Centrale en particulier (Carr *et al.*, 1982), de type basaltes riche en alumine → andésites basaltiques → andésites → dacites → rhyolites, on aboutit (fig. 13) à tracer un champ évolutif qui, hormis l'épisode rhyolitique, peut correspondre à celui d'une grande partie des métavolcanites de la nappe supérieure, pour lesquelles les termes les moins différenciés sont d'ailleurs plus proches de ceux des basaltes riches en alumine des arcs insulaires que de ceux des marges continentales (ils sont pauvres en MgO).

Les variations de $(FeO + Fe_2O_3)$ en fonction de MgO mènent à des conclusions identiques.

Malgré la mobilité très probable de SiO_2 durant la mise en place, on peut aussi remarquer qu'en règle générale, dans le Péloponnèse, SiO_2 augmente quand Al_2O_3 diminue, de la même façon qu'au cours de la différenciation des séries CA continentales. Dans le diagramme de la fig. 8, les métavolcanites de la nappe supérieure tombent dans le domaine des laves des zones orogéniques.

Les brèches autométamorphiques riches en MgO/ Al_2O_3 s'individualisent nettement par rapport à cette lignée évolutive.

En ce qui concerne les éléments traces, le basalte alumineux 60 et l'andésite basaltique 59 sont beaucoup moins riches en Cr et Ni que les métavolcanites de la nappe inférieure.

VI. — DISCUSSION

L'étude analytique a montré que différents contextes géodynamiques sont propres à la nappe inférieure et à la nappe supérieure.

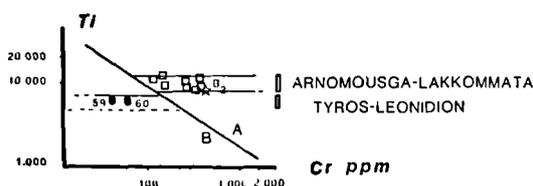


Fig. 9. — Variations de Ti en fonction de Cr (d'après Pearce, 1979), pour les nappes inférieure et supérieure.

A : basaltes de croûte océanique. B : TH pauvres en K_2O .

Fig. 9. — *Ti vs. Cr variations (after Pearce, 1979), for the lower and upper nappes.*

A : ocean floor basalts. B : K_2O poor TH.

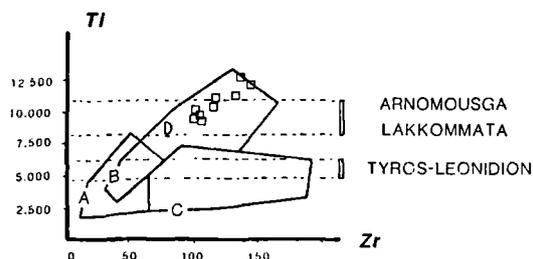


Fig. 10. — Identique à la fig. 9 en coordonnées Ti-Zr (d'après Pearce et Cann, 1973).

A + B : TH pauvres en K_2O ; B + C : basaltes CA ; B + D : basaltes de type MORB.

Fig. 10. — *As fig. 9. in Ti-Zr coordinates (after Pearce and Cann, 1973).*

A + B : K_2O poor TH ; B + C : CA basalts ; B + D : MORB type rocks.

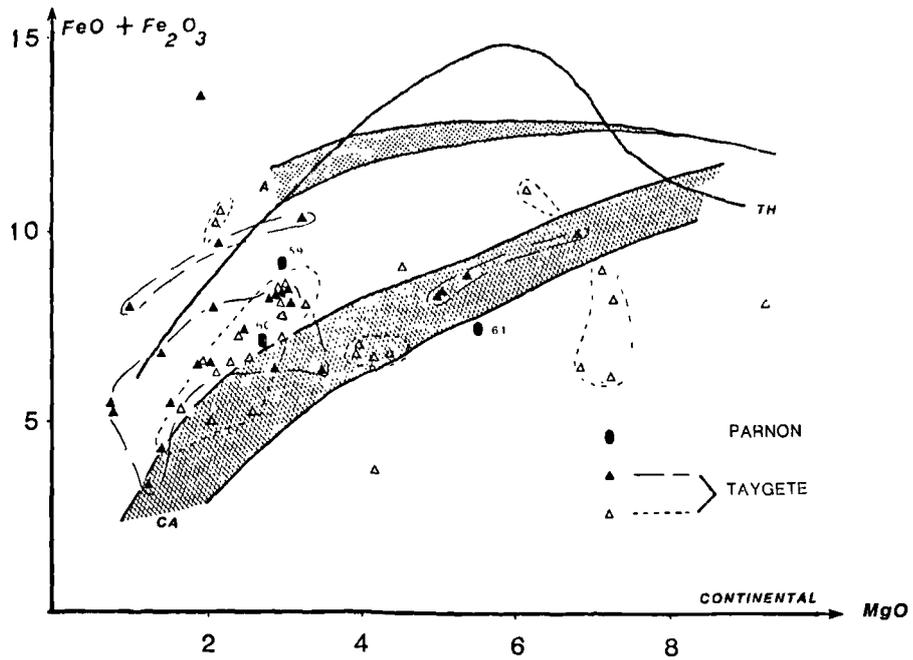


Fig. 11. — Identique à la fig. 2a pour la nappe supérieure des Phyllades du Péloponnèse (complexe de Tyros).
Fig. 11. — As fig. 2a for the upper nappe of the Phyllites (Tyros complex).

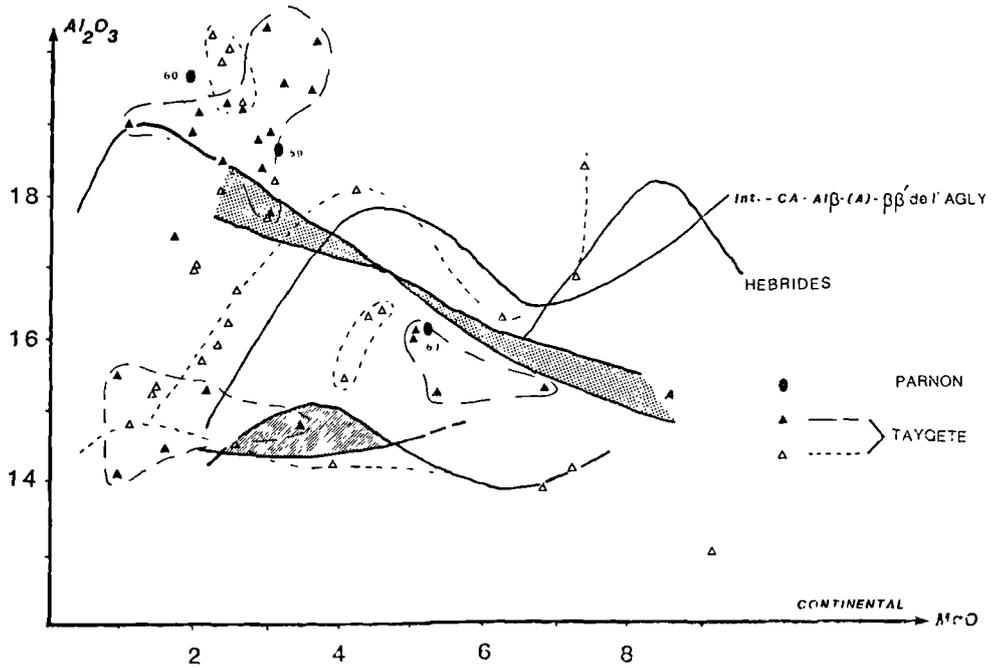


Fig. 12. — Identique aux fig. 3a et 11.
Fig. 12. — As fig. 3a and 11.

Dans la nappe inférieure, des tholéïtes à caractères océaniques et des basaltes alcalins de type océanique ont une répartition qui appartient à un contexte géodynamique de type « îles océaniques » dans un bassin arrière-arc. Ces roches sont associées à l'affleurement à des roches hypermagnésiennes (péridotites serpentinisées) et à des cumulats hyperferreux.

Dans la nappe supérieure, la présence de volcanites présentant des termes différenciés de types basaltes riches en aluminium, andésites basaltiques, andésites, dacites (?) évoque la possibilité d'une différenciation magmatique au sein d'une série continentale de type calco-alcalin.

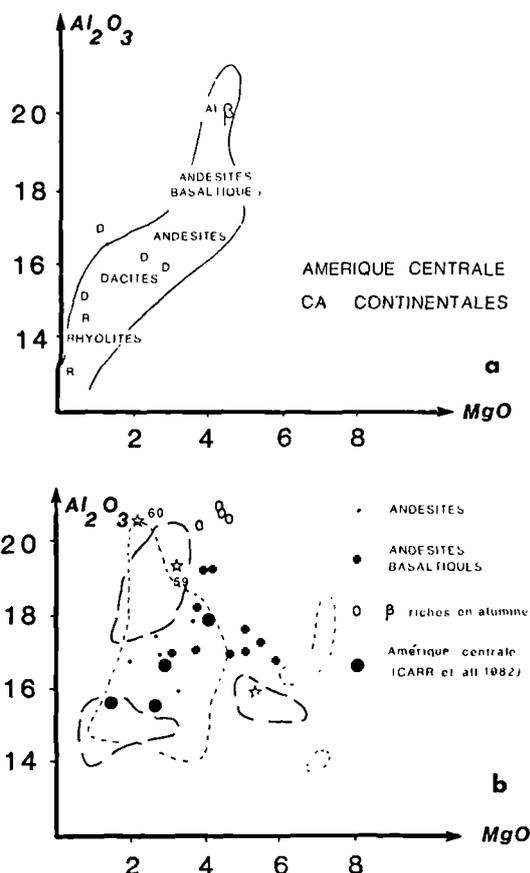


Fig. 13. — Comparaison, en coordonnées Al_2O_3 - MgO , des champs de composition des roches de la nappe supérieure (b) par rapport à la lignée CA continentale d'Amérique Centrale (a) (voir le texte).

Fig. 13. — Comparisons, in Al_2O_3 - MgO coordinates, between compositional fields of the upper nappe (b) and the CA discrimination line of continental volcanites of the Central America (a) (see text).

Thiébaud (1982) considère logique et simple d'attribuer au volcanisme Permo(?)-triasique des Dinarides *s. l.* un caractère shoshonitique, ce qui n'entraîne pas l'intervention d'une subduction ni d'un arc insulaire au cours du Permo-Trias.

Le type de diagramme le plus apte à séparer les séries alcalines et TH intraplaques des séries shoshonitiques est celui faisant intervenir Al_2O_3 et TiO_2 . En effet, ce type de diagramme sépare bien les métatholéïtes de Goranos-Arna et Jeoritsion (Taygète), les métatholéïtes d'Arnousga (Parnon) et les metabasalts alcalins de Crète (Schubert et Seidel, 1972) du « complexe de Tyros » (nappe supérieure).

Pour Thiébaud (1982), il y a dans la nappe inférieure :

- totale non-différenciation des métatholéïtes, qui se rapprochent de certains basaltes tholéïtiques continentaux du Karro (Cos *et al.*, 1967) par leurs teneurs en titane ;

- analogie des metabasalts de Crète (Schubert et Seidel, 1972 ; Seidel, 1974, 1978) considérés comme alcalins d'après les éléments peu mobiles Zr, TiO_2 et P_2O_5 , avec des basaltes parentaux des séries alcalines continentales du Cantal, de l'Aubrac, de la Limagne, de la Sioule et du Velay (Massif Central Français ; Brousse, 1971) ;

- dispersion des méta-andésites de Krokee-Finiki (complexe de Tyros) dans le domaine circumpacifique, au sens de Chayes (1964), caractérisé par leur pauvreté en Ti et leur richesse en Al, comme le sont les séries paléotypes des Dinarides *s. l.* (Blanchet, 1973).

Le volcanisme shoshonitique est associé aux orogénèses stabilisées ou en voie de stabilisation (Joplin, 1968). Barberi *et al.* (1974) ont proposé que la source de ce volcanisme soit située dans le manteau supérieur. La fusion partielle des péridotites sous des conditions d'hydratation donne des magmas andésitiques.

Bien que pour les séries cénotypes le caractère circumpacifique puisse correspondre à des roches CA ou shoshonitiques, pour les séries paléotypes on ne peut rien affirmer.

Pour Skarpelis (1982), les métavolcanites de la nappe supérieure se sont formées en régime de plaques convergentes, suivant les critères de Bailey (1981) :

- les laves et les pyroclastites sont très fréquentes par rapport aux volcanites intrusives ;

- les laves porphyriques sont riches en phénocristaux de plagioclase et de pyroxène ;

- la majorité des roches présente une teneur en Al_2O_3 supérieure à 15,5 % ;

- les teneurs et rapports en éléments traces sont caractéristiques de volcanites orogéniques ;

- la métallogénèse associée aux volcanites des couches de Tyros a un caractère polymétallique.

Pe-Piper (1983) considère les volcanites de Zaroukhla et Kalauves comme des TH liées à une subduction,

alors que celles de Tyros seraient CA avec des caractères A. Pour cet auteur, le volcanisme triasique est lié à une subduction vers le NE, associée à un « back arc basin » dans la zone du Pinde.

Nous pouvons, dans une première hypothèse, envisager une différenciation poussée d'un magma unique qui débute avec des basaltes à caractères de MORB. Dans cette optique, l'ensemble du volcanisme « fossilisé » dans les Phyllades a pu suivre les étapes suivantes :

— ouverture épisodique ou éphémère d'une plaque mobile continentale au cours du Permo-Trias ;

— naissance de basaltes à caractères de MORB liés à des périclites ;

— différenciation du magma TH jusqu'à des andésites ;

— magmatisme shoshonitique final (?).

Cette hypothèse nécessite un régime de divergence (caractères océaniques), puis un régime de convergence (caractères CA puis shoshonitiques). Elle nécessite aussi que le complexe de Tyros soit plus récent que les metabasales.

Si une ouverture épisodique a existé, les caractères CA et shoshonitiques peuvent être en relation avec la consommation d'une croûte océanique formée pendant le régime de divergence. Une ouverture océanique nécessite normalement une étendue d'au moins 200 km, qui devrait se consommer ensuite pendant une phase de convergence, ce qui rend improbable la première partie de l'hypothèse formulée par Skarpelis (1982). Par contre, la possibilité de l'existence d'un domaine de mer marginale ou d'un arc insulaire est probable et cohérente *partiellement* avec la deuxième partie de cette hypothèse.

Argyriadis (1975) et Argyriadis et Lys (1977) suggèrent que la *fracturation* du bâti hercynien eurafricain durant la période du Permien supérieur-Trias donne naissance à la « cassure Théthysienne », zone d'accrétion créatrice d'une nouvelle croûte de type océanique déstabilisant la croûte continentale.

Une deuxième hypothèse consiste à envisager un isochronisme relatif entre plusieurs types de magmatisme pour les nappes inférieure et supérieure : un magma basaltique et un magma andésitique. Dans ce cas, le régime de divergence devait être très faible, mais étendu, et il correspondrait à la fracturation du bâti hercynien. Ces différents types de magmatisme pourraient tout à fait être liés à des différences d'intensité des fracturations et à l'éloignement du ou des centre(s) magmatique(s). Ces différents types de magmatisme pourraient alors être relativement isochrones.

Celal Sengor et Monod (1980) ont proposé de nommer « océan sialique » des régions où la croûte continentale a été amincie et pourrait même se rendre subductable.

Une troisième hypothèse formulée par Lekkas (1980) est la possibilité d'un âge Oligocène du magmatisme « fossilisé » dans les Phyllades de la nappe inférieure. Cette dernière hypothèse écarte évidemment tout problème de nature géodynamique au cours du Permo-Trias, mais elle en pose d'autres, comme l'attribution de la totalité des Phyllades (système cristallin principal) au flysch Ionien, et l'absence de répercussion dans le reste de la zone Ionienne et la zone de Gavrovo-Tripolitza.

CONCLUSION

L'existence de caractères océaniques des basaltes, la présence de roches hypermagnésiennes et de cumulats ferreux ne permettent pas d'attribuer simplement ces basaltes à des tholites intraplaques, mais pose le problème d'une source liée à des magmas qui donnent naissance à des basaltes de type océanique.

Les basaltes andésitiques et les andésites du complexe de Tyros, en fonction de leur âge relatif par rapport à celui des metabasales inclus dans les Phyllades, pourraient résulter de la différenciation du même magma, ou bien provenir d'un autre magma.

Dans les deux cas, la fracturation du bâti Hercynien est intense et étendue, et des voies plus ou moins profondes produisent des variations dans les types de magmatisme et dans le temps, ce qui évoque de grandes failles à décrochement horizontal et la mobilité de la plaque continentale. Ces failles pouvaient même pré-dessiner les limites des domaines paléogéographiques : Gavrovo-Tripolitza/Pinde-Olonos, Gavrovo-Tripolitza/zone Ionienne, Gavrovo/Tripolitza. Par contre, une phase de convergence d'ampleur relativement grande au cours du Trias a dû avoir des répercussions plus grande dans le domaine du futur Pinde déjà aminci.

Nous pouvons donc envisager au Paléozoïque supérieur-Trias deux magmatismes (relativement isochrones ?) caractérisant le futur domaine des Hellénides externes : celui du « complexe de Tyros » à l'Est, caractérisé par des séries continentales calco-alcalines différenciées, et celui de type « îles océaniques » dans un bassin arrière-arc plus à l'Ouest, caractérisé par des basaltes à caractères océaniques et des roches hypermagnésiennes. Ces magmatismes pouvaient être liés à la subduction éphémère de l'ancienne paléo-Thétys (Ferrière, 1982) sous le rebord du continent Apulien. Ces domaines sont repris par la tectonique tertiaire, responsable de leur agencement en nappes qui, pour le domaine du Parnon, se traduit en une nappe inférieure subissant des déformations multiples, associées à un métamorphisme de haute à moyenne pression/moyenne à basse température, et une nappe supérieure subissant des déformations moins intenses et un métamorphisme de moyenne à basse pression/moyenne à basse température.

BIBLIOGRAPHIE

- 1) ALTHERR R. et SEIDEL E. (1979). — Speculations of the geodynamic evolution of the Attic-cycladic complex during alpidic times. *VI Coll. Geol. Aegean Region*, Athènes, 1977, I, p. 347-352.
- 2) ARGYRIADIS I. (1975). — Mésogée Permienne, chaîne Hercynienne et cassure Téthysienne. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 7, XVII, p. 56-67.
- 3) ARGYRIADIS I. et LYS M. (1979). — La dynamique de la lithosphère au Permien supérieur et ses relations avec la biostratigraphie en Méditerranée et au Moyen-Orient. *Aegean region*, Athènes, 1977, III, p. 1217-1241.
- 4) ARGYRIADIS I., DE GRACIANSKY P.C., MARCOUX J. et RICOU L.E. (1980). — The opening of the Mesozoic Tethys between Eurasia and Arabia Africa. In « Géologie des chaînes alpines issues de la Téthys », Aubouin, Debilmas et Latreille. 26^e Congr. Int., Paris, 1980. *Mém. B.R.G.M.*, n° 115, p. 199-214.
- 5) BAILEY J.C. (1981). — Geochemical criteria for a refined tectonic discrimination of orogenic andesites. *Chem. Geol.*, 32, p. 139-154.
- 6) BARBERI F., INNOCENTI F., FERRARA G., KELLER J. et VILLARI L. (1974). — Evolution of Aeolian arc volcanism. *E.P.S.L.*, 21, p. 269-276.
- 7) BASSIAS I. (1984). — Etude géologique du massif Parnonien (feuille d'Astros 1/50.000, Péloponnèse orientale, Grèce). Thèse de 3^e cycle, Université P. et M. Curie, n° 84-14.
- 8) BASSIAS I. (1985). — Contribution to the nappe setting evolution of the External Hellenides of Peloponnesus (Greece). *Terra Cognita*, 5, n° 4.
- 9) BASSIAS I. et THIEBAULT F. (1985). — Les « Plattenkalk » du Parnon (Péloponnèse orientale, Grèce) : confirmation de leur rattachement à la zone ionienne ; précisions sur leurs caractéristiques structurales et métamorphiques. *Bull. Soc. Géol. Fr.* (sous presse).
- 10) BASSIAS I. et TRIBOULET C. — Apport de l'analyse minéralogique et pétrologique à l'origine et l'histoire métamorphique des Phyllades du massif du Parnon (Péloponnèse orientale, Grèce). *Rev. Géogr. phys. Géol. dyn.* (sous presse).
- 11) BEBIEN J., ROCCI G., FLOYD P.A., JUTEAU T. et SAGON J.P. (1977). — Le volcanisme dévonodinantien. Élément déterminant dans la reconstitution du cadre géotectonique de l'Europe moyenne varisque. In « La chaîne varisque d'Europe moyenne et occidentale ». *Coll. interne C.N.R.S.*, Rennes, n° 243, p. 275-291.
- 12) BIZON G., BONNEAU M., LÉBOULENGER P., MATESCO S. et THIEBAULT F. (1976). — Sur la signification et l'extension des « massifs cristallins externes » en Péloponnèse méridional et dans l'Arc égéen. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 7, XVIII, p. 337-345.
- 13) BIZON G. et THIEBAULT F. (1974). — Données nouvelles sur l'âge des marbres et quartzites du Taygète (Péloponnèse méridional, Grèce). *C.R. Ac. Sc.*, 278, p. 9-12.
- 14) BLANCHET R. (1974). — Contribution à l'étude des Dinarides. Un profil en Yougoslavie : de la Dalmatie moyenne au bassin Pannonique. *Mém. Soc. Géol. Fr.*, N.S., 120.
- 15) BONNEAU M. et KARAKITSOS V. (1979). — Les niveaux inférieurs (Trias supérieur) de la nappe de Tripolitza en Crète moyenne (Grèce) et leurs relations avec la nappe des Phyllades. Problèmes stratigraphiques, tectoniques et de métamorphisme. *C.R. Ac. Sc.*, 288, p. 15-18.
- 16) BRAUER von R., ITTNER R. et KOWALCZYK G. (1980). — Ergebnisse aus der « Phyllit-Serie », S.E. Lakoniens (Peloponnes, Griechenland). *Neues Jb. Geol. Paläont. Mh.*, p. 129-144.
- 17) BROUSSE R. (1971). — Magmatologie du volcanisme néogène et quaternaire du Massif Central. In « Symposium J. Jung », Plein-air service, Clermont-Ferrand, p. 377-478.
- 18) CARR J.H., ROSE W.I., STOIBER R.E. (1982). — In Thorpe R.S. : Andesites : orogenic andesites and related rocks. J. Wiley and Sons Ed., p. 149-166.
- 19) CELAL SENGOR A.M. et MONOD O. (1980). — Océans sialiques et collisions continentales. *C.R. Ac. Sc.*, 290, p. 1459-1462.
- 20) CHASE R.L. et HERSEY J.B. (1968). — Geology of continental slope of the Puerto Rico trench. *Deep. sea Res.*, 15, p. 297-317.
- 21) CHAYES F. (1964). — A petrographic distinction between Cenozoic volcanic in and around the open ocean. *J. Geophys. Res.*, 69, p. 1573-1588.
- 22) COX K.G., MACDONALD R. et HORNUNG G., (1967). — Geochemical and petrographic provinces in the Karro basalts of southern Africa. *Am. Min.*, 52, p. 1451-1474.
- 23) DICKINSON W.R. (1968). — Circum-Pacific andesite types. *J. Geophys. Res.*, 73, p. 2261-2269.
- 24) DIETRICH V., EMMERMAN R., OBERHANSLI R. et PUCHELT M. (1978). — Geochemistry of basaltic and gabbroic rocks from West Mariane Basin and the Mariane trench. *E.P.S.L.*, 39, p. 127-144.
- 25) FERRIERE J. (1982). — Sur l'importance des décrochements dans les massifs métamorphiques du Pélion et de Velanidia (Hellénides internes, Grèce continentale) : conséquences sur l'interprétation des dispositifs structuraux tertiaires et anté-crétacé supérieur.. *C.R. Ac. Sc.*, 294, II, p. 265-270.
- 26) FONTEILLES M. (1968). — Contribution à l'analyse du processus de spilitisation. *Bull. B.R.G.M.*, 2, II, p. 2-51.
- 27) FONTEILLES M. (1976). — Essai d'interprétation des compositions chimiques des roches d'origine métamorphique et magmatique du massif hercynien de l'Agly (Pyrénées orientales). Thèse de Doctorat d'Etat, Université Pierre et Marie Curie.

- 28) FYTROLAKIS N. (1971a). — Die bis heute unbekanten paleozoischen südöstlich von Kalamai. *Bull. Soc. Geol. Greece*, 8, p. 70-81.
- 29) FYTROLAKIS N. (1971b). — Geologische Untersuchungen im Provinz von Pylias (Messenien-Peloponnes). *Ann. Geol. Pays Hell.*, 23, p. 57-122.
- 30) HEKINIAN R. (1982). — Petrology of the ocean floor. Elsevier Ed., 393 p.
- 31) JACOBSHAGEN V., RICHTER D., MAKRIS J., BACHMANN G.H., GIESE P. et RISCH H. (1978). — Alpidic development and structure of the Peloponnesus. In « Alps, Apennines, Hellenides », Colss H., Roeder D.H. et Schmidt K. Ed., Stuttgart, p. 415-423.
- 32) JAKES P. et WHITE A.J.R. (1972). — Major and trace element abundance in volcanic rocks of orogenic areas. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 83, 1, p. 29-40.
- 33) JOPLIN G.A. (1968). — The shoshonite association: a review. *J. Geol. Soc. Austr.*, 15, 275 p.
- 34) KRAHL J., EBERLE P., EICKHOFF J., FÖRSTER O. et KOZUR H. (1981). — Biostratigraphical investigations in the Phyllite-Quartzite series on Crete island. H.E.A.T. Symp. Athènes, 1981.
- 35) KTENAS C. (1926). — Sur le développement du Primaire en Péloponnèse central. *Prak. Akad.*, Athenes, 1, p. 53-59.
- 36) KUNO H. (1966). — Lateral variation of basalt magma type across continental margins and island arcs. *Bull. Volc.*, XXIX, p. 195-221.
- 37) KUSS S. et THORBECKE G. (1974). — Die Prae-neogänen Gesteine der Insel Kreta und ihre korrelierbarkeit im ägaischen Raum. *Ber. naturf. Ges. Freiburg i Br.*, 64, p. 39-75.
- 38) LEKKAS S. (1980). — Les Phyllades du Péloponnèse : un métaflysch ionien chevauché par la série de Gavrovo-Tripolitza. *C.R. Ac. Sc.*, 291, p. 21-24.
- 39) LEKKAS S. et IOAKIM C. (1981). — Données nouvelles sur l'âge des Phyllades en Péloponnèse (Grèce). *Prakt. Acad. Athinon*, 55, p. 350-361.
- 40) LYS M. et THIEBAULT F. (1971). — Données nouvelles sur l'âge des schistes en Péloponnèse méridional. *C.R. Ac. Sc.*, 272, p. 196-197.
- 41) MIYASHIRO A. (1974). — Volcanic rock series in island arcs and active continental margins. *Am. J. Sci.*, 274, p. 321-355.
- 42) PARASKEVOPOULOS G.M. (1964). — Die alpine Dislokation Metamorphose in Zentralpeloponnischkretischen metamorphen System. *Neues J. Miner. Abh.*, 101, p. 195.
- 43) PARASKEVOPOULOS G.M. (1965). — Über die entstehungsbedingungen des Andesits « Porfiro verde antico » im südöstlichen Zentralpeloponnes. *Ann. Geol. Pays Hell.*, 16, p. 233-243.
- 44) PEARCE J.A. (1975). — Basalt geochemistry used to investigate part tectonic environments on Cyprus. *Tectonophysics*, 25, p. 41-67.
- 45) PEARCE J.A. (1979). — Geochemical evidences for the genesis and eruptive setting of lavas from Thethysian ophiolites. *Proc. Intern. Ophiolite Symp.*, Cyprus, p. 261-272.
- 46) PEARCE J.A. et CANN J.R. (1973). — Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analysis. *E.P.S.L.*, 24, p. 290-300.
- 47) PEARCE J.A., GORMAN B.E. et BIRKETT T.C. (1975). — The TiO₂-K₂O-P₂O₅ diagram: a method of discrimination between oceanic and non oceanic basalts. *E.P.S.L.*, 24, p. 419-426.
- 48) PE-PIPER G., PANAGOS A.G., PIPER D.J.W. et KOTOPOULI C.N. (1982). — The (?) mid-Triassic volcanic rocks of Lakonia, Greece. *Geol. Mag.*, 119, 1, p. 77-85.
- 49) PE-PIPER G. (1983). — The Triassic volcanic rocks of Tyros, Zarouhla, Kalamae and Epidavros, Peloponnesus, Grece. *Schweiz. mineral petr.*, 63, p. 249-266.
- 50) RICHTER D. (1975). — Probleme der Metamorphose auf dem Peloponnes (Griechenland). *Neues Jb. Geol. Paläont. Abh.*, 149, p. 129-147.
- 51) SCHUBERT W. et SEIDEL E. (1972). — Glaukophangesteine aus dem Metamorphikum W-Kretas. *Z. Deutsch Geol. Ges.*, 123, p. 371-384.
- 52) SEIDEL E. (1974). — Zr contents of glaucophane bearing metabasalts of Western Crete, Greece. *Contr. Min. Petr.*, 44, p. 231-236.
- 53) SEIDEL E. (1978). — Zur Petrologie der Phyllit-Quartzit Serie Kretas. Habilitationss., Braunschweig.
- 54) SKARPELIS N. (1982). — Métallogénèse de gîtes compacts de sulfures et pétrologie de la zone tectonométamorphique des Hellénides (SE du Péloponnèse). Thèse de Doctorat, Université d'Athènes (en grec).
- 55) TATARIS A. et MARAGODAKIS N. (1965). — The stratigraphy of Trias and Jura of Tripolitza zone in Kynouria (Peloponnesus). *Bull. Geol. Soc. Greece*, 6, p. 353-363.
- 56) THEODOROPOULOS D. (1974). — Geologische und morphologische Beobachtungen in Gebiet von Neapolis (Sud-Peloponnes). *Ann. Geol. Pays Hell.*, 25, p. 445-466.
- 57) THIEBAULT F. (1975). — Sur l'âge alpin du métamorphisme des schistes du soubassement de Tripolitza en Péloponnèse méridional (Grèce). *C.R. Ac. Sc.*, 280, p. 946-950.
- 58) THIEBAULT F. (1977). — Etablissement du caractère ionien de la série des calcschistes et marbres (« Plattenkalk ») en fenêtre dans le massif du Taygète (Péloponnèse, Grèce). *C.R. somm. Soc. Géol. Fr.*, XIX, 3, p. 159-161.
- 59) THIEBAULT F. (1978). — Données nouvelles sur l'attribution à la zone ionienne des « Plattenkalk » du Taygète (Péloponnèse, Grèce). *C.R. Ac. Sc.*, 287, p. 211.
- 60) THIEBAULT F. (1979). — Stratigraphie de la série des calcschistes et marbres (« Plattenkalk ») en fenêtre dans les massifs du Taygète et du Parnon (Péloponnèse, Grèce). *VI^e Coll. Geol. Aegean Region*, Athènes, 1977, II, p. 691-701.

- 61) THIEBAULT F. (1981a). — Les Phyllades du Péloponnèse méridional (Grèce) : une imbrication de nappes formées de matériel triasico-paléozoïque (soubassement de Gavrovo-Tripolitza) et oligocène (métaflysch ionien). *C.R. Ac. Sc.*, 292, p. 619-622.
- 62) THIEBAULT F. (1981b). — Modèle d'évolution géodynamique d'une portion des Hellénides externes (Péloponnèse méridional, Grèce) de l'Eocène à l'époque actuelle. *C.R. Ac. Sc.*, 292, 1491-1496.
- 63) THIEBAULT F. (1982). — Evolution géodynamique des Hellénides externes en Péloponnèse méridional (Grèce). Thèse de Doctorat d'Etat, Université de Lille, 574 p.
- 64) THIEBAULT F. et KOZUR H. (1979). — Précisions sur l'âge de la formation de Tyros (Paléozoïque supérieur - Carnien) et de la base de la série de Gavrovo-Tripolitza (Carnien), Péloponnèse méridional, Grèce. *C.R. Ac. Sc.*, 288, p. 23-26.
- 65) THIEBAULT F. et TRIBOULET C. (1984). — Alpine metamorphism and deformation in Phyllites nappes (External Hellenides, Southern Peloponnesus, Greece) : geodynamic implications. *J. Geol.*, 92, p. 185-199.
- 66) THIEBAULT F. et ZANINETTI L. (1974). — Sur l'existence d'un Trias calcaro-dolomitique dans le massif du Taygète (Péloponnèse méridional, Grèce). *C.R. Ac. Sc.*, 278, p. 581-583.
- 67) THORPE R.S. (1982). — Andesites : orogenic andesites and related rocks. J. Wiley and Sons Ed.
- 68) TORBECKE G. (1974). — Zur Deckennatur des Permotriadischen Phyllits von Kreta. *Neues Jb. Geol. Paläont. Mh.*, p. 246-256.
- 69) TRIBOULET C. et AUDREN C. (1985). — Les metabasites de l'estuaire de la Vilaine (Bretagne méridionale, France) : une série volcano-détritique issue d'une marge continentale active au Paléozoïque inférieur. *Hercynica* (sous presse).
- 70) WAGER L.R. et DEER W.A. (1939). — Geological investigation in East Greenland : the petrology of the Skaergaard intrusion, Kangerdlugssuaq, East Greenland. *Medd Grönland*, vol. 105, 4.
- 71) WINCHESTER J.A. et FLOYD P.A. (1976). — Geochemical magma type discrimination to altered and metamorphosed basic igneous rocks. *E.P.S.L.*, 28, p. 459-469.
- 72) WINCHESTER J.A. et FLOYD P.A. (1977). — Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Chem. Geol.*, 20, p. 325-343.



Reconnaissance des dépôts tertiaires et quaternaires des buttes de Oisy-le-Verger et du Bois du Quesnoy

Tertiary and quaternary deposits of Oisy-le-Verger and Bois du Quesnoy mounds

par Hervé FOURRIER (*)

Résumé. — L'étude des sols des buttes de Oisy-le-Verger et du Bois du Quesnoy (partie nord du Cambrésis, carte I.G.N. à 1/25.000 : Douai 7-8) indique un faible recouvrement sur les formations tertiaires (sables et argiles) ; les épaisseurs variant de 0 à 3 m.

A la symétrie topographique des versants en pentes douces (1,5 % à 3,5 %) s'oppose une dissymétrie stratigraphique, avec un versant ouest dénudé et les autres versants plus ou moins couverts.

Deux dépôts constituent la couverture.

Il s'agit d'un matériau mixte limono-argilo-sableux, de 1 m à 1,50 m d'épaisseur, trouvé dans les parties hautes des versants et sur lequel repose localement un limon typique dont l'épaisseur augmente vers le bas des versants. Ces deux formations s'inscrivent respectivement dans le fuseau granulométrique des formations litées du Weichsélien inférieur et moyen, et dans celui des loess de couverture du Weichsélien supérieur.

Abstract. — *The study of soils of Oisy-le-Verger and Bois du Quesnoy mounds (Northern part of the Cambrésis, I.G.N. map 1/25 000 : Douai 7-8) shows a slight covering on the tertiary formations (sand and clay) ; thickness varying between 0 and 3 meters.*

To the topographic symmetry of gentle slope versants, is opposed a stratigraphic dissymetry, with a western versant which is bare while the others versants are more or less covered.

Two deposits constitute the covering.

It concerns a mixed silty clayey sandy substance, 1 to 1,5 meters thick, found in the upper parts of the versants and on which a typical silt locally rests ; the thickness of which increases toward the lower part of the versants. Those two formations are respectively placed in the granulometric zone of the strata formations of the inferior and middle Weichselian, and in the zone of the loess covering of the superior Weichselian.

1. — INTRODUCTION

Le but de cette communication est d'étudier la nature et la répartition des différents dépôts superficiels (1,60 m à 3 m d'épaisseur) sur les versants des buttes de la commune d'Oisy-le-Verger et du Bois du Quesnoy (carte I.G.N. à 1/25.000 : Douai 7-8).

Ces deux zones hautes se rattachent aux nombreuses buttes témoins disséminées dans la partie Nord du Cambrésis. Les altitudes varient de 40 m à 76 m NGF pour des valeurs de pente comprises entre 1 % et 10 %.

Les limites du périmètre étudié sont les suivantes (fig. 1) :

— au Nord, les étangs et le canal de la Sensée qui séparent la région de l'Ostrevent au Nord et du Cambrésis au Sud ;

— à l'Ouest, le canal du Nord et la rivière « l'Agache » ;

— au Sud et à l'Est, approximativement la courbe de niveau 50 m NGF.

L'étude de ce secteur présente un intérêt particulier en raison de sa situation dans la zone de transition

(*) Institut Supérieur d'Agriculture, Laboratoire de Géologie-Pédologie, 13, rue de Toul, 59046 Lille Cedex. Groupement d'Etude des sols de la Région Nord.

Note présentée le 5 Décembre 1984 et acceptée pour publication par le Conseil de la S.G.N. le 6 Décembre 1985.

entre deux unités morphologiques et sédimentaires distinctes (Sommé, 1977) :

— les plaines du Haut-Pays, au Sud, et du Bas-Pays, au Nord, dont la limite correspond approximativement à l'isohypse 80 m ;

— les zones limoneuses orientales et occidentales dont le passage se situe dans le secteur au niveau du cours de la Sensée.

II. — ETAPES DE L'ETUDE

Deux démarches principales ont dirigé ce travail :

— étudier la morphologie du secteur puis la répartition et l'importance des formations superficielles ;

— caractériser la nature des différents dépôts du substrat et son recouvrement.

Chacune de ces deux démarches permet de tirer des informations morpho-stratigraphiques sur le secteur.

Les étapes sont les suivantes :

1) Etude des pentes des versants.

Une carte des pentes a été établie (fig. 2) à partir des données de la carte I.G.N. à 1/25.000 (Douai 7-8). Les subdivisions retenues sont celles utilisées par Sommé (1977) pour l'étude des plaines du Haut et du Bas-Pays.

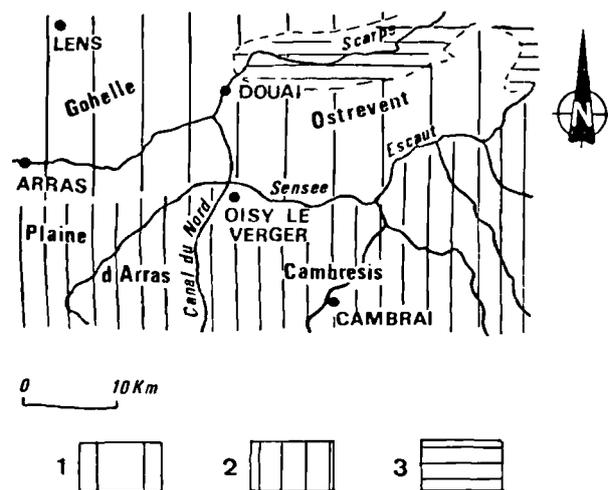


Fig. 1. — Situation du secteur dans les grandes unités morpho-sédimentaires (Sommé, 1977).

1 : zone limoneuse occidentale ; 2 : zone limoneuse orientale ; 3 : zone de transition sablo-limoneuse.

Fig. 1. — Position of the area in the large morpho-sedimentary units (Sommé, 1977).

1 : occidental silty area ; 2 : oriental silty area ; 3 : sandy silty transition area.

Les valeurs de pente sont le plus souvent comprises entre 1,5 % à 3,5 % pour des altitudes variant de 40 m NGF à 70 m NGF. Seul le versant orienté au Nord du Bois du Quesnoy présente des valeurs comprises entre 3,5 % et 10 %. Plusieurs versants présentent un modelé plus vigoureux vers leur sommet, avec des valeurs de pente comprises entre 3,5 % et 6 % (parties hautes des versants ouest, sud et est du Bois du Quesnoy).

L'ensemble des observations indique une symétrie de la topographie actuelle des versants avec des pentes générales faibles, qui se redressent légèrement dans les parties hautes de la plupart des versants.

2) Reconnaissance des formations superficielles et du substrat.

a) Organisation de la prospection.

Plusieurs études ont fait l'objet de campagnes de prospection (Masson, Pelletier, Verdevoye, 1982 ; Fourrier, 1983 ; Billionnet, Masson, Douay, Fourrier, 1984) qui ont été réalisées suivant une distribution régulière des points de sondages (Masson, 1979).

La dernière, réalisée dans le cadre de l'opération drainage O.N.I.C. - Ministère de l'Agriculture par l'I.S.A. (*) et le S.R.A.E. (**), intéresse plus particulièrement le secteur. Il s'agit d'une reconnaissance de surface : soit 12 sondages à 3 m (1 pour 32 ha), 169 à 1,60 m (1 pour 2 ou 4 ha) et 15 fosses pédologiques à 2 m ou 2,50 m.

Le plan de sondage à l'échelle de 1/10.000 n'a pas été repris dans le cadre de cette publication ; il peut être consulté au Fichier Régional des Sols du S.R.A.E. Nord - Pas-de-Calais.

b) Résultats de la prospection.

Des coupes morpho-stratigraphiques ont été élaborées en utilisant les données de la carte I.G.N., de la carte des pentes, et des sondages répartis de façon régulière. Ces coupes, dessinées à grande échelle, ne sont pas reprises dans cette publication ; seuls deux transects d'orientation SW-NE montrent les différents dépôts reconnus et leur disposition (fig. 3 a et b).

Une carte synthétique des sols (fig. 4) permet de reconnaître trois ensembles principaux suivant la nature du substrat et l'épaisseur des formations superficielles.

Le premier ensemble correspond à la craie sénonienne rencontrée à une profondeur qui n'excède pas 0,60 m sur la partie du versant Ouest en pente douce

(*) Institut Supérieur d'Agriculture, 13, rue de Toul, 59046 Lille Cedex.

(**) Service Régional de l'Aménagement des Eaux Nord - Pas-de-Calais, Cité Administrative, 59048 Lille Cedex.

(1,5 % à 3,5 %) de Oisy-le-Verger. Le recouvrement est un sol de type rendzine brunifiée à brun calcaire, riche en granules de craie, et de texture limono-argilo-sableuse (d'après le diagramme triangulaire du Groupe d'Etudes des Problèmes de Pédologie Appliquée : G.E.P.P.A. (France).

Le deuxième ensemble concerne les formations landéniennes. Il s'agit des sables du Quesnoy et de Grandglise, repérés à l'affleurement, sur les parties les plus

hautes des versants (pente supérieure à 3,5 %), aux sommets des buttes et, par endroits (argile de Louvil et tuffeau de base), sur les versants sud-est et ouest de Oisy-le-Verger.

Le troisième ensemble est représenté par les dépôts pléistocènes, à dominante limoneuse, de 1 m à 3 m d'épaisseur, qui reposent, dans le reste du secteur, sur les sables et les argiles du Landénien, ou sur la craie sénonienne.

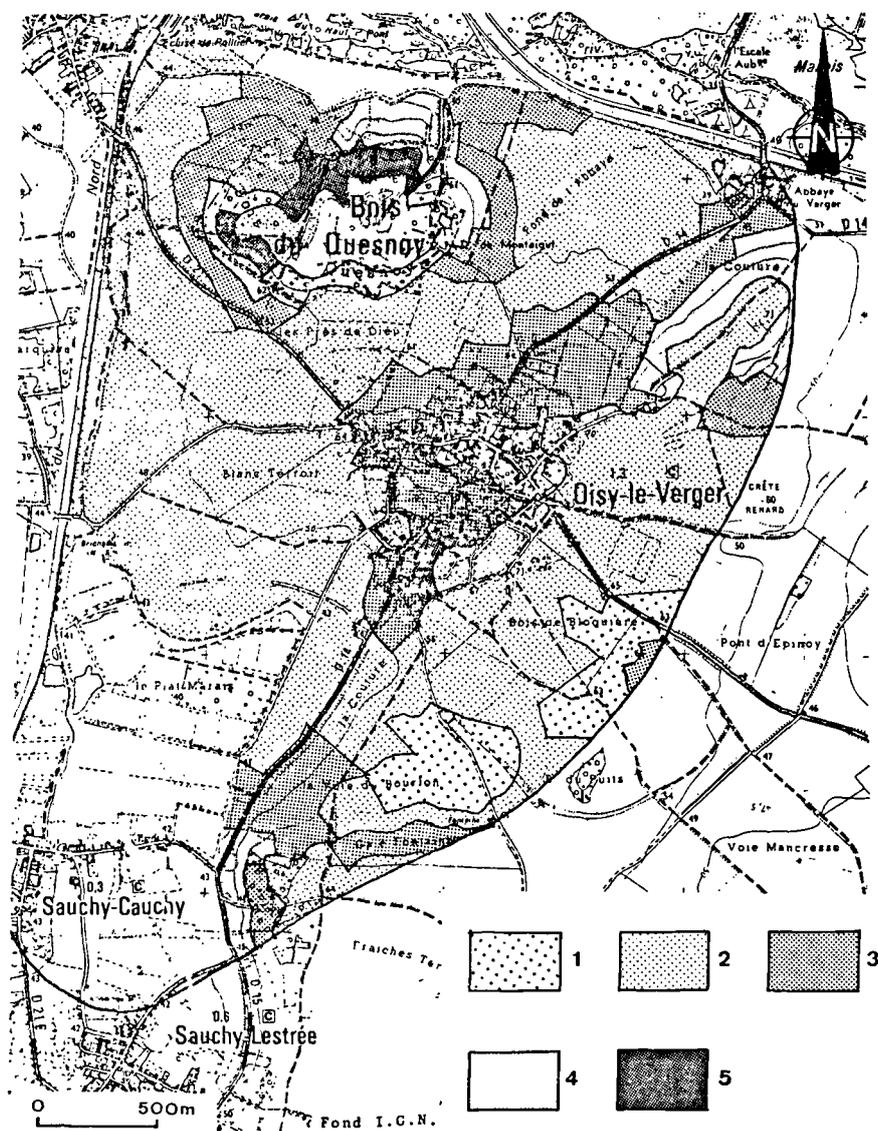


Fig. 2. — Carte des pentes.
1 : < 1,5 % ; 2 : 1,5 à 3,5 % ; 3 : 3,5 à 6 % ; 4 : 6 à 10 % ; 5 : > 10 %.

Fig. 2. — Slope map.

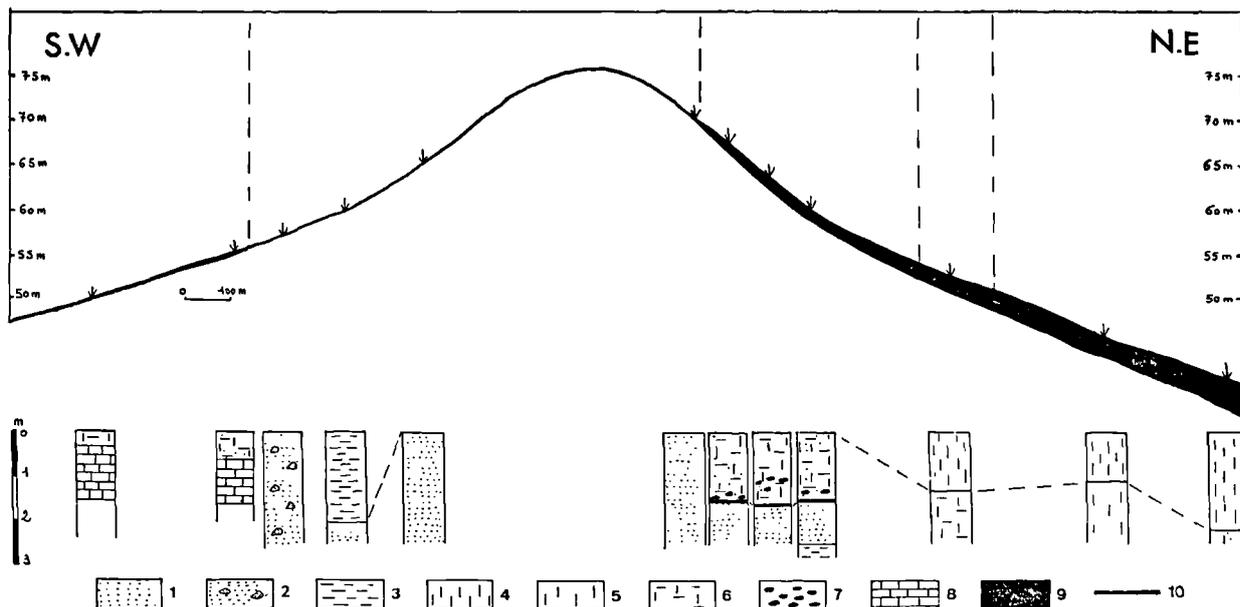


Fig. 3a. — Coupe X1Y1 sur la butte de Oisy-le-Verger.

1: Sable de Grandglise ; 2: Tuffeau de base ; 3: Argile de Louvil ; 4: Limon ; 5: Limon sableux ; 6: Limon argilo-sableux ; 7: Silex ; 8: Craie ; 9: Epaisseur des dépôts de recouvrement sur le Landénien et la craie sénonienne ; 10: Contact entre les dépôts de recouvrement et le Landénien.

Fig. 3a. — Cross Section X1Y1 on the Oisy-le-Verger mound.

1: Grandglise sand ; 2: Tuffeau ; 3: Louvil clay ; 4: Silt ; 5: Sandy silt ; 6: Clayey Sandy silt ; 7: Flint ; 8: Chalk ; 9: Recovery deposits thickness on Landenian and Senonian chalk ; 10: Contact between recovery deposits and Landenian.

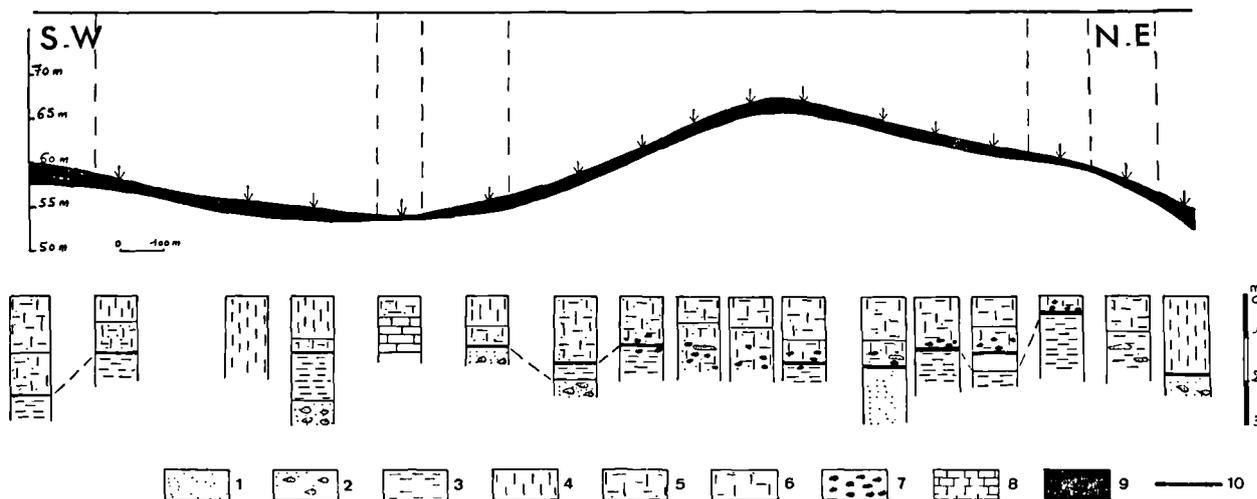


Fig. 3b. — Coupe X2Y2 sur la butte de Oisy-le-Verger.

1: Sable de Grandglise ; 2: Tuffeau de base ; 3: Argile de Louvil ; 4: Limon ; 5: Limon argilo-sableux ; 6: Limon sablo-argileux ; 7: Silex ; 8: Craie ; 9: Epaisseur des dépôts de recouvrement sur le Landénien et la craie sénonienne ; 10: Contact entre les dépôts de recouvrement et le Landénien.

Fig. 3b. — Cross Section X2Y2 on the Oisy-le-Verger mound.

1: Grandglise sand ; 2: Tuffeau ; 3: Louvil clay ; 4: Silt ; 5: Clayey sandy silt ; 6: Sandy clayey silt ; 7: Flint ; 8: Chalk ; 9: Recovery deposits thickness on Landenian and Senonian chalk ; 10: Contact between recovery deposits and Landenian.

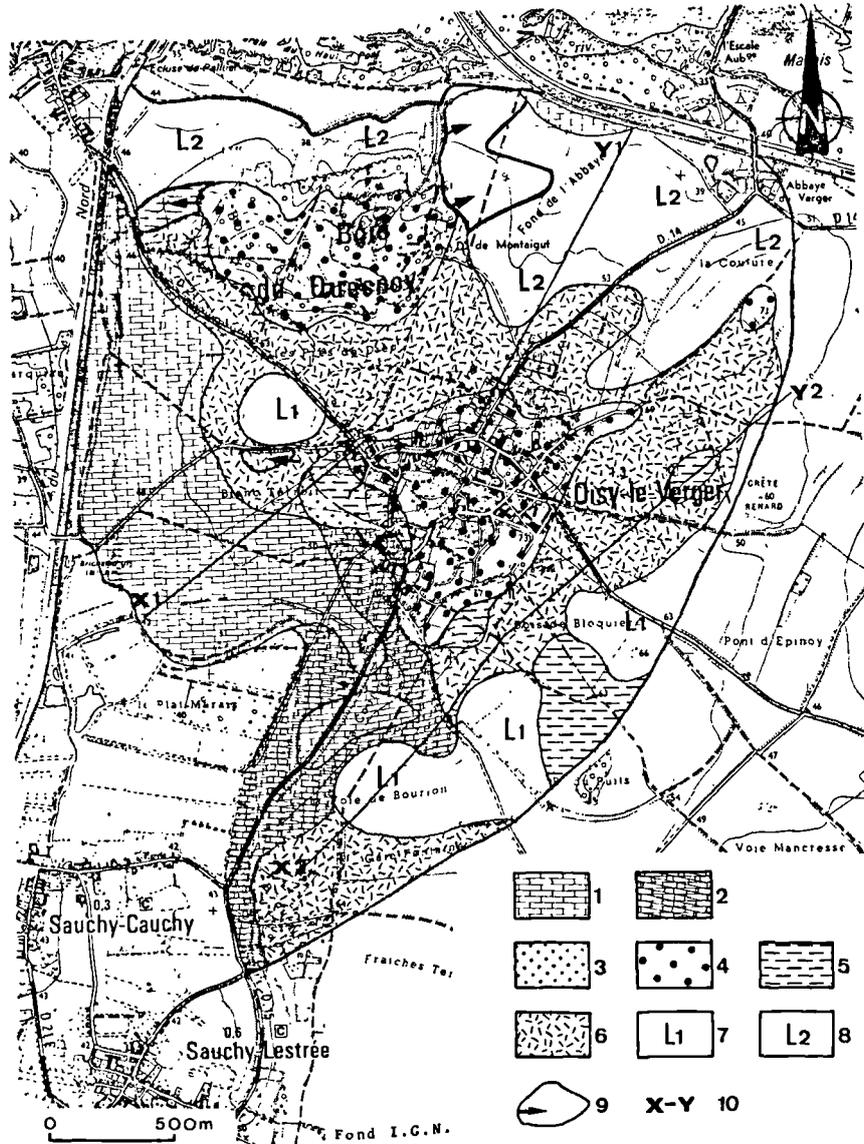


Fig. 4. — Carte synthétique des différents dépôts des buttes de Oisy-le-Verger et du Bois du Quesnoy.

Premier ensemble (craie proche). — 1 : Craie sénonienne affleurante (couverture 0,60 m); 2 : Couverture limono-argilo-sableuse avec granules de craie, sur craie vers 0,60 m - 1,20 m.

Deuxième ensemble (Formations landéniennes affleurantes). — 3 : Tuffeau de base affleurant (couverture 0,50 m); 4 : Sable de Grandglise affleurant (couverture 0,50 m); 5 : Argile de Louvil affleurante (couverture 0,50 m).

Troisième ensemble (dépôts pléistocènes). — 6 : Limon argilo-sableux sur Landénien (sable de Grandglise, argile de Louvil ou tuffeau de base) vers 1 m - 1,50 m; 7 : Limon de couverture sur limon argilo-sableux vers 1 m - 1,50 m. Substrat landénien, argile de Louvil ou tuffeau de base vers 1,50 m - 2 m; 8 : Limon de couverture sur la craie vers 2 m - 3 m.

Figurés particuliers. — 9 : Formations landéniennes trouvées 5 à 10 m sous leur cote d'affleurement normale; 10 : Tracé des deux transects X1Y1 et X2Y2.

Fig. 4. — Map of the different deposits of Oisy-le-Verger and Bois du Quesnoy mounds.

First group (chalk). — 1 : Out crop senonian chalk (covering < 0,60 m); 2 : Silty clayey sandy covering with granules of chalk; chalk between 0,60 m - 1,20 m.

Second group (out crop landenian formations). — 3 : Out crop tuffeau (covering < 0,50 m); 4 : Out crop Grandglise sand (covering < 0,50 m); 5 : Out crop Louvil clay (covering < 0,50 m).

Third group (pleistocene deposits). — 6 : Clayey sandy silt on Landenian (Grandglise sand, Louvil clay or tuffeau) between 1 m - 1,50 m; 7 : Coverly silt on clayey sandy silt between 1 m - 1,50 m. Landenian substratum, Louvil clay or tuffeau between 1,50 - 2 m. 8 : Coverly silt on chalk between 2 m - 3 m.

Particular indications. — 9 : Landenian formations founded 5 to 10 m below their normal reading out crop; 10 : Two sections : X1Y1 and X2Y2.

La faible épaisseur des dépôts de couverture et leur répartition permet de présenter les premières conclusions du bilan morpho-stratigraphique, à savoir :

- l'existence d'une symétrie des versants sous la couverture pléistocène, avec de faibles pentes, sensiblement égales à celle du paysage actuel ;
- l'existence d'une *dissymétrie dans l'épaisseur des dépôts de recouvrement*, avec le versant ouest de Oisy-le-Verger dénudé où la craie sénonienne et les formations landéniennes affleurent, et le versant nord-est plus ou moins couvert, dont l'épaisseur des formations superficielles varie de 1 m à 1,50 m dans sa partie haute, et de 1,50 m à 3 m dans sa partie basse (cf. fig. 3a) ;
- ainsi, la dissymétrie stratigraphique a pu s'établir dans ce secteur sur des versants symétriques à pentes comprises entre 1,5 % et 3,5 %.

3) Caractérisation des dépôts landéniens et leur couverture.

Les observations des sondages et fosses pédologiques et les résultats d'analyses : granulométrie, teneur en calcaire (*) et minéralogie (**), apportent des éléments d'informations sur les caractéristiques des formations landéniennes et leur couverture.

a) Les sables du Quesnoy et de Grandglise.

Ces sables de la série landénienne ont une épaisseur de 15 m à 16 m. Localement, des lambeaux de cette formation ont été retrouvés à l'Est du Bois du Quesnoy, 5 à 10 m sous leur cote d'affleurement normale (cf. fig. 4) et reposent sur la craie.

Des observations (teinte des sables et analyses granulométriques) effectuées dans la carrière du Bois du Quesnoy ($x = 655,7$; $y = 284,9$) montrent les variations suivantes :

— les sables de teinte ocre en surface deviennent gris-blanc à partir de 1,50 m de profondeur jusque 10 m de profondeur ; au-delà, leur teinte est verdâtre ;

— l'étude des courbes granulométriques (fig. 5a) établies pour des échantillons prélevés depuis le sommet de la carrière jusque 1,50 m de profondeur, indique que 60 % des particules sableuses sont comprises entre 100 et 200 μm et 20 % entre 200 et 300 μm . De 2 m à 7 m de profondeur, ces pourcentages passent respectivement à 80-85 % et à moins de 5 %, d'où un meilleur triage.

(*) Analyses effectuées à l'Institut National de la Recherche Agronomique (I.N.R.A.) d'Arras.

(**) Analyses effectuées au Laboratoire de Sédimentologie et de Géochimie du Professeur H. Chamley, Université des Sciences et Techniques de Lille, U.E.R. des Sciences de la Terre.

Vers la base de la carrière, à 10,50 m de profondeur, les sables, de teinte verdâtre, deviennent plus fins avec 50 % compris entre 50 et 100 μm , 30 % entre 100 et 200 μm , et moins de 3 % compris entre 200 et 300 μm .

En ce qui concerne les sables de Grandglise et le tuffeau de base, le mode est compris entre 50 et 200 μm avec moins de 5 % de sables supérieurs à 200 μm ; soit 5 prélèvements répartis sur les versants des deux buttes : $x = 655,5$; $y = 283,7$ - $x = 655,7$; $y = 284,4$ - $x = 656,1$; $y = 282,7$ - $x = 656,2$; $y = 284,2$ - $x = 656,5$; $y = 284,3$ (repérage à partir des coordonnées Lambert, feuille XXV-6 de Douai).

b) L'argile de Louvil.

Cette formation atteint une épaisseur de 6 m environ entre les cotes 58 m et 64 m NGF.

Elle a été rencontrée en deux endroits, 5 à 10 m sous leur cote d'affleurement normale (cf. fig. 4). L'absence de sondages profonds ne permet pas de préciser s'il s'agit d'un glissement ou d'une faille.

Une analyse minéralogique a été réalisée sur un échantillon ($x = 656,0$; $y = 283,7$). Les résultats indiquent la dominance du quartz sur les minéraux argileux et un pourcentage de 90 % en smectite.

Profondeur	Granulométrie Diamètre en μm					Minéraux argileux	Quartz	Feldspath
	A 2 μm	Lf 2 à 20 μm	Lg 20 à 50 μm	Sf 50 à 200 μm	Sg > 200 μm			
75-90 cm	68	27	3,5	0,9	0,2	abondants	très abondants	traces

Tableau I. — Granulométrie et minéralogie de la roche totale (diffraction X sur poudre désorientée). A, argile ; Lf, limon fin ; Lg, limon grossier ; Sf, sable fin ; Sg, sable grossier.

Table. I. — Granulometry and Mineralogy of the bulk material (X diffraction on mixed dust).

A, clay ; Lf, fine silt ; Lg, coarse silt ; Sf, fine sand ; Sg, coarse sand.

Profondeur	Chlorite	Illite	Ill. Smec	Chl-Smec	Smectite	Kaolinite
75-90 cm	-	5	-	traces	90	-

Tableau II. — Minéralogie de la fraction argileuse (diffraction X sur des pâtes orientées de particules non calcaires à 2 micromètres).

Table II. — Mineralogy of the clayey fraction (X diffraction on pastes of no calcareous particles at two micrometers).

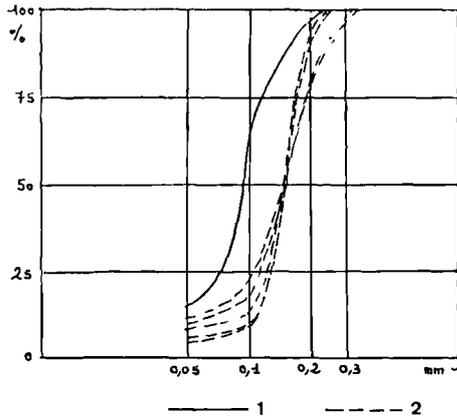


Fig. 5a. — Courbes granulométriques des sables de la carrière du Bois du Quesnoy.

- 1: Echantillon prélevé à 10,50 m du sommet de la carrière ;
- 2: Echantillons prélevés entre 0,50 m et 7 m de profondeur depuis le sommet.

Fig. 5a. — Granulometric graphs of the sands of Bois du Quesnoy quarry.

- 1: Sample taken from 10,50 m to the top of the quarry ;
- 2: Samples taken between 0,50 - 7 m from top of the quarry.

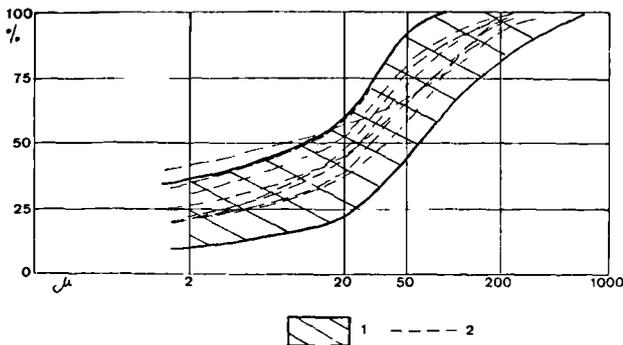


Fig. 5b. — Courbes granulométriques de la formation limono-argilo-sableuse.

- 1: Fuseau granulométrique des formations litées du pléni-glaciaire moyen et inférieur du Weichsélien (Sommé, 1977).
- 2: Limon argilo-sableux et limon sablo-argileux.

Fig. 5b. — Granulometric graphs of the silty clayey sandy formations.

- 1: Granulometric zone of the strata formations of the inferior and middle Weichselian.
- 2: Clayey sandy silt and sandy clayey silt.

c) Formations superficielles.

Deux formations principales ont été distinguées :

1° La première correspond à un matériau de texture limono-argilo-sableuse (d'après triangle GEPPA-France), de 1 m à 1,50 m d'épaisseur. Les échantillons analysés ont été prélevés à l'emplacement de fosses pédologiques (x = 656,2 ; y = 282,8 - x = 656,2 ; y = 283,0 - x = 656,2 ; y = 284,2 - x = 656,5 ; y = 284,3 - x = 656,4 ; y = 284,3 - x = 656,5 ; y = 283,3 - x = 656,8 ; y = 283,3. Repérage à partir des coordonnées Lambert, feuille XXV-6 de Douai). Cette formation repose sur les sables verts de Grandglise, ou sur l'argile de Louvil et le tuffeau de base (cf. fig. 4). Elle est représentée sur les versants ouest et sud du Bois du Quesnoy et sur les versants nord, sud et ouest de Oisy-le-Verger, à des altitudes qui excèdent généralement 55 m NGF.

Il s'agit d'un dépôt de teinte brun jaune (10 YR 5/6) qui présente des signes d'hydromorphie (taches rouille et grises) à partir de 0,30 m à 0,60 m. Il n'est pas calcaire et présente des indices de lessivage avec quelques revêtements argileux sur les faces de structure.

La partie inférieure des profils devient plus sableuse. Il s'agit d'un limon sablo-argileux, bariolé de taches d'oxydo-réduction, non calcaire à légèrement calcaire (5 à 7 %). Localement, ce dépôt contient des petits

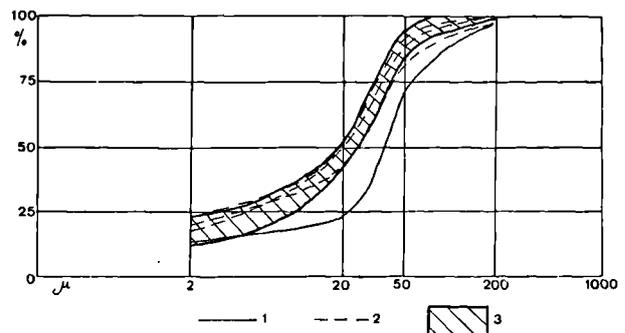


Fig. 5c. — Courbes granulométriques des limons de couverture.

- 1: Limon sableux de base de la zone notée L2 de la carte de synthèse.
- 2: Limon de couverture des zones notées L1 et L2 de la carte de synthèse.
- 3: Fuseau granulométrique des loess de couverture du pléni-glaciaire supérieur du Weichsélien (Sommé, 1977).

Fig. 5c. — Granulometric graphs of the covering silt.

- 1: Sandy silt of the area L2 (fig. 4).
- 2: Silt covering of the areas L1 and L2 (fig. 4).
- 3: Granulometric zone of the loess covering of the superior Weichselian (Sommé, 1977).

silex anguleux ou émoussés, trouvés soit en mélange, soit sous forme de petits lits discontinus parfois associés à de fins litages sableux riches en sables grossiers (fig. 6a).

Les résultats des analyses granulométriques indiquent les pourcentages suivants : argile 0 à $2\ \mu\text{m}$: 17 à 33 %, limon fin 2 à $20\ \mu\text{m}$: 16 à 25 %, limon grossier 20 à $50\ \mu\text{m}$: 20 à 32 %, sable fin 50 à $200\ \mu\text{m}$: 16 à 39 %, sable grossier 200 à $2.000\ \mu\text{m}$: 1,5 à 7 %.

L'étude des courbes cumulatives (fig. 5b) indique qu'elles se rattachent au fuseau granulométrique des formations litées du Weichsélien moyen et inférieur du Nord de la France, décrites par Sommé (1977, fig. 98).

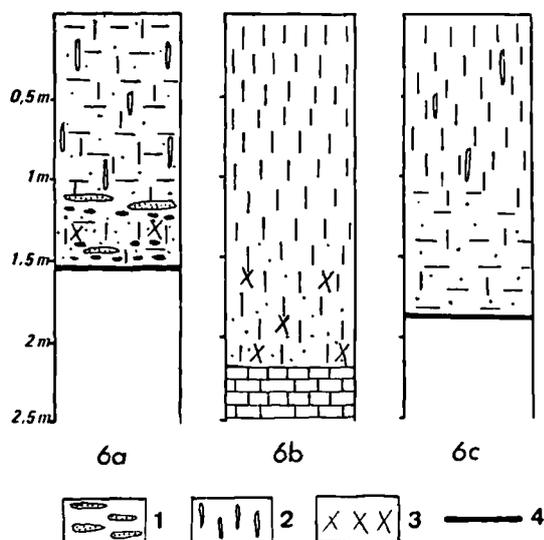


Fig. 6. — Profils types de sol.

6a : Formation limono-argilo-sableuse.

6b : Limon de la zone L2 (fig. 4).

6c : Limon de la zone L1 (fig. 4).

- 1 : Fins litages sableux.
- 2 : Revêtements argileux.
- 3 : Carbonates diffus.
- 4 : Contact entre les dépôts de couverture et les formations tertiaires.

Fig. 6. — Typical soil profiles.

6a : Sandy silty clayey formations.

6b : Silt of the area L2 (fig. 4).

6c : Silt of the area L1 (fig. 4).

- 1 : Sandy thin stratas.
- 2 : Clayey covering.
- 3 : Diffuse carbonates.
- 4 : Contact between covering deposits and the tertiary formations.

2° La seconde formation est un limon, de 1 m à 3 m d'épaisseur, qui repose sur la craie (versant nord du Bois du Quesnoy et versant nord-est de Oisy-le-Verger), ou sur la formation limono-argilo-sableuse caractérisée précédemment (localement sur le versant sud et sud-est de Oisy-le-Verger).

Le limon sur craie (noté L2 sur la carte synthétique : fig. 4) est de teinte jaune brun (10 YR 5/6 à 6/6), non hydromorphe, non calcaire et présente une structure homogène et sans litage. Progressivement, entre 1 m à 1,50 m, ce matériau passe à un limon sableux jaune brun clair (2,5 Y 6/4) à olive jaune (2,5 Y 6/6), calcaire (11 à 15 %) (fig. 6b).

Le deuxième limon (noté L1 sur la carte synthétique) est de teinte brun jaune (10 YR 6/6) à jaune brun (10 YR 5/4), non calcaire, et présente des indices de lessivage avec des revêtements argilo-ferrugineux sur les faces de structure. Il repose entre 1 m et 1,30 m sur la formation limono-argilo-sableuse gris clair (5 Y 6/1) et non calcaire (fig. 6c).

Les résultats d'analyses granulométriques indiquent que ces deux limons se rattachent à une même famille, avec un pourcentage en argile inférieur à 25 %, une dominance des limons grossiers (40 à 45 %) sur les limons fins (20 à 25 %), un pourcentage en sables fins, compris entre 7 et 10 %, et en sables grossiers entre 0 et 3 % ($x = 656,1$; $y = 282,7$ - $x = 656,5$; $y = 284,8$ - $x = 656,7$; $y = 285,1$ - $x = 657,0$; $y = 284,7$).

L'étude des courbes cumulatives (fig. 5c) permet de les rattacher au fuseau granulométrique des loess de couverture du pléniglaciaire supérieur du Weichsélien décrit par Sommé (1977, fig. 98).

CONCLUSION

Ce secteur du Haut Cambrésis, situé dans la zone de transition des limons de la zone orientale et occidentale du Nord de la France (Sommé, 1977), montre un faible développement du Pléistocène marqué par une dissymétrie dans l'épaisseur des dépôts : versants ouest dénudés des deux buttes où affleure la craie sénonienne et, les autres versants plus ou moins couverts. Cette dissymétrie existe malgré de faibles valeurs de pentes, sensiblement égales à celles des versants symétriques du paysage actuel.

Deux formations superficielles ont été reconnues et indiquent deux phases de dépôts bien individualisées.

La plus ancienne, de 1 m à 1,50 m d'épaisseur, repose dans les parties hautes des versants indifféremment sur les sables de Grandglise, l'argile de Louvil et le tuffeau de base. De texture limono-argilo-sableuse à limono-argilo-sableuse à sa base, ce dépôt présente de façon discontinue des petits lits de silex et de sables grossiers, témoins de phases de ruissellement.

La seconde est représentée par un limon de 1 m à 1,50 m d'épaisseur, qui repose localement sur la formation précédente vers la mi-pente de certains versants. Lorsqu'il repose sur la craie, ce limon devient progressivement plus sableux (limon sableux) à partir de 1 m 1,50 m de profondeur.

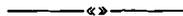
Les courbes granulométriques de ces deux formations indiquent qu'elles s'inscrivent respectivement dans le fuseau des formations litées du pléniglaciaire inférieur

et moyen du Weichsélien et dans celui des loess de couverture du pléniglaciaire supérieur du Weichsélien.

Remerciements. — L'auteur remercie MM. F. Douay (Institut Supérieur d'Agriculture de Lille) et F.X. Masson (Service Régional de l'Aménagement des Eaux Nord - Pas-de-Calais) pour les fructueuses discussions qu'il a eues avec eux lors de l'interprétation des résultats, ainsi que M. le Professeur J. Sommé (Université des Sciences et Techniques, Lille I) qui a accepté d'examiner ce travail.

BIBLIOGRAPHIE

- 1) BILLIONNET J.M., FOURRIER H. (1983). — Carte d'humidité des sols du bassin de la Sensée (document interne S.R.A.E.).
- 2) BILLIONNET J.M., DOUAY F., FOURRIER H., MASSON F.X. (1984). — Secteur de référence de la Sensée. Opération drainage O.N.I.C., Ministère de l'Agriculture (Groupement d'études des sols - I.S.A. - S.R.A.E.), 203 p., 4 annexes.
- 3) DESOIGNIES J. et coll. (1966). — Carte géologique de Douai à 1/50.000. Ed. B.R.G.M.
- 4) MASSON F.X. (1979). — Recherche sur les sols et leur cartographie dans la plaine maritime des Wateringues du Nord et du Pas-de-Calais. Thèse 3^e cycle (non publiée). Lille. 124 p., 42 annexes, 19 fig.
- 5) MASSON F.X., PELLETIER J.L., VERDEVOYE P. (1982). — Etude qualitative des eaux de la Sensée. 103 p., 16 annexes.
- 6) SOMMÉ J. (1977). — Les plaines du Nord de la France et leur bordure. Etude géomorphologique. Thèse Paris, 2 tomes. Tome I : 810 p., 18 tabl. Tome 2 : 185 fig.



Coulissement dans le Paléozoïque du Boulonnais: la faille de Ferques

A strike-slip fault in the Paleozoic of Boulonnais (France): the Ferques fault

par Alexis BOUROZ (*)

(Planches I à IV)

Résumé. — L'analyse des coupes d'anciens puits et sondages ainsi que des observations récentes faites dans les carrières en cours d'exploitation dans le Calcaire Carbonifère du Boulonnais, conduisent à interpréter la faille de Ferques comme une faille directe suivie d'un coulissement.

Abstract. — *The analysis of the cross-sections of the ancient pits and borings as the field-observations done recently in the quarries actually exploited in the Carboniferous Limestone of the Boulonnais, induce to explain the Ferques fault as a direct fault followed by a wrenching.*

Lorsqu'on observe le tracé de la faille de Ferques sur la carte géologique au 1/50.000 (Marquise, XXI-3), on est frappé par le fait qu'elle est figurée tantôt par un trait unique, tantôt par deux traits avec un intervalle pouvant atteindre 80 m sur le terrain. Il s'agit donc d'un accident complexe dont la structure et la genèse ne peuvent être celles d'une faille directe banale. Il nous a donc paru nécessaire d'analyser les principaux documents disponibles, soit les travaux d'Olry (6), la coupe classique de Pruvost-Delépine (7), une étude ultérieure du Primaire du Boulonnais (2) et confronter ces travaux anciens avec les observations de terrain que nous avons faites en 1984, dans les carrières de la Vallée Heureuse, des Moines et de Leulinghen, dans la région de Marquise (Pas-de-Calais).

I. — LES TRAVAUX D'OLRY (1904)

En ce qui concerne la faille de Ferques, les deux coupes données par Olry (6, p. 116-117) figurant les fosses de Frémicourt et de Leulinghen (reproduites dans les fig. 1 et 2), sont d'une importance capitale, car elles suggèrent à elles seules, une genèse analogue à celle qui a été mise en évidence, à propos des failles épicrotécées de l'Artois et comportant une phase de coulissement avec lèvres disjointes (4).

1) Fosse de Frémicourt n° 1.

Cette fosse a été implantée en 1835 au voisinage d'un affleurement de houiller situé entre les deux lèvres de la faille de Ferques, distantes ici de 75 à 80 m. La figure 1 montre le houiller reposant au Nord, sur le Viséen à *Productus giganteus* (V3aγ), par l'intermédiaire d'un banc argileux de 2 m d'épaisseur: il s'agit donc d'un contact failleux, bien qu'à première vue, ce houiller paraisse concordant sur le calcaire et peu dérangé. Mais en fait, il y a lacune des termes viséens V3aα et β. Au Sud, le Calcaire Carbonifère (ici le calcaire Napoléon V3aβ) repose sur le houiller par l'intermédiaire d'une argile schisteuse non stratifiée s'épaississant vers le bas; il s'agit, là aussi, d'un contact failleux. De plus, les deux contacts failleux encadrant le houiller divergent vers le bas. En surface, le primaire est surmonté sporadiquement par une épaisseur variable de sables oolithiques (Bajocien J1). Le houiller, pratiquement stérile, comporte à sa base, un banc de grès équivalent au "grès des Plaines d'Hardinghen" (à *Productus carbonarius*), connu en affleurement, à l'Est du bassin; il appartient donc à la base de la série houillère.

2) Fosse de Frémicourt n° 2.

Creusé à 150 m à l'Est du premier, ce puits, après avoir effleuré le Calcaire Napoléon (lèvre Sud de la

(*) 110, Avenue Félix Faure, 75015 Paris.

Note présentée le 6 Mars 1985 et acceptée pour publication par le Conseil de la S.G.N. le 6 Novembre 1985.

faille de Ferques) a traversé une petite épaisseur de terrains disloqués composés d'un mélange de blocs de calcaire carbonifère et de fragments de charbon. Vers le bas, cette formation tectonisée disparaît par suite du rapprochement des deux calcaires entre lesquels se développait son affleurement.

3) Fosse de Leulinghen.

D'après Olry, ce puits, creusé à 1.100 m à l'Ouest du puits Frémicourt n° 1, a été creusé sur le bord Sud d'un affleurement de houiller de 35 à 40 m de largeur, entre les deux lèvres de la faille de Ferques (fig. 2). Nous insisterons simplement sur les points suivants :

1°) On n'a rencontré dans les travaux, que des lambeaux de veines de houille interstratifiés dans des shales broyés, l'ensemble pendant au Sud à 70°.

2°) La distance entre les deux lèvres de la faille varie entre 25 et 70 m.

3°) Divers travaux, dont un sondage, ont montré que vers 272 m, les lèvres calcaires Nord et Sud de la faille venaient localement en contact, divergeant de nouveau entre 285 et 290 m avec un remplissage de terrains sableux (fig. 2).

4°) Dans la partie haute des travaux, au Nord immédiat du puits, on a constaté la présence, sur environ 70 m de hauteur, de sables oolithiques bajociens effondrés entre le houiller et le calcaire Nord.

Aux environs immédiats de la fosse de Leulinghen, on observe en affleurement, la présence de marnes et de sables du Bajocien (J1), du Bathonien inférieur (J2a), qui présentent souvent un faciès à pseudo-oolites mal cimentés. C'est ce matériel que l'on a retrouvé dans les travaux mais nettement séparé du houiller. Il est donc exclu de pouvoir admettre que le houiller et le Jurassique aient pu s'effondrer en même temps dans un éventuel vide d'origine karstique car le houiller devrait se trouver en majeure partie sous les terrains plus récents du Jurassique : il s'agit donc d'un vide d'origine tectonique produit par l'ouverture de la faille de Ferques après le Bajocien.

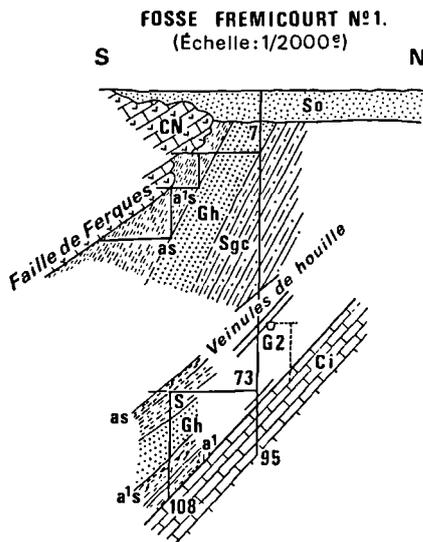


Fig. 1. — Coupe verticale.

So. Sable oolithique. — a's. Argile schisteuse non stratifiée. — Gh. Grès houiller. — Sgc. Schistes gris calcareux. — as. Argile schisteuse. — S. Schistes. — a', Argile. — Ci. Calcaire inférieur. — CN. Calcaire Napoléon.

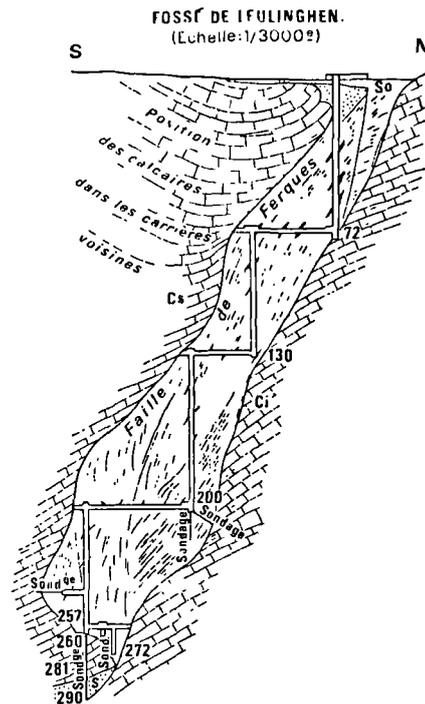


Fig. 2. — Coupe verticale.

So. Sable oolithique. — S. Sable. — Ci. Calcaire inférieur. — Cs. Calcaire supérieur.

II. — LA COUPE DE PRUVOST-DELEPINE

C'est l'étude du sondage de la Vallée Heureuse (1921) qui a permis à ces auteurs de bâtir la première coupe synthétique du Paléozoïque boulonnais dans sa partie occidentale, au Sud de la faille de Ferques (7). Avec une ébauche structurelle faite ultérieurement (2), basée sur les exploitations minières et l'ensemble des puits et sondages de la région, on constate que :

1°) L'unité tectonique comprise entre les failles d'Hydrequent et du Haut-Banc, et composée des différents termes du Viséen calcaire, a été charriée vers le Nord ; déformée durant son cheminement, on y observe la présence de plis, généralement à grands rayons de courbure (notamment dans la carrière des Moines). La faille du Haut-Banc présente elle-même une allure légèrement ondulée jusqu'à son contact à la faille de Ferques.

2°) Sous la faille du Haut-Banc, on sait depuis Olry (6) que l'autochtone présente une forme anticlinale à axe SE - NW, les exploitations minières pendant uniformément vers le NE sur le flanc NE et vers le SW sur le flanc SW de l'anticlinal. En particulier, vers l'extrémité NW de l'anticlinal, là où se sont arrêtées les exploitations minières, les travaux de la fosse d'Elinghen pendent vers le NE (*). Etant donné la régularité et la permanence observées des structures (2, coupes A, B, C, D, E, p. 29.3), le houiller recoupé par les sondages d'Hydrequent et de Blecqueneques, sous la faille du Haut-Banc, pend également vers le NE, jusqu'à son contact à la faille de Ferques sans qu'on puisse admettre sérieusement une quelconque inversion de pendage dans cette direction.

3°) Au Nord, à l'affleurement, l'autochtone au contact de la faille de Ferques est composé de Viséen supérieur, mais du fait de directions légèrement divergentes, les terrains au contact de la faille sont de plus en plus jeunes en allant vers l'W. Compte tenu de cet ensemble d'observations, on peut évaluer la composante verticale du rejet de la faille de Ferques dans cette région : le sondage de Blecqueneques est entré dans le houiller, sous la faille du Haut-Banc, à la cote — 487 ; au Nord, de l'autre côté de la faille de Ferques, le sommet du Viséen se trouve à la cote + 65, soit une différence de l'ordre de 550 m ; compte tenu de l'épaisseur du houiller (200 m environ) et du fait que le houiller de Blecqueneques pend vers le Nord, on peut estimer que la composante verticale du rejet de la faille de Ferques, dans la région Nord de Blecque-

(*) La fosse d'Elinghen, abandonnée en 1936, a été réouverte par l'occupant allemand et exploitée par lui jusqu'à son départ en 1944. A la suite de la nationalisation des Houillères, la fosse, rattachée au groupe d'exploitation de Bruay, a repris l'exploitation jusqu'en 1950 ; nous y sommes descendu plusieurs fois pendant cette période et avons observé que le gisement, relativement régulier, pendait régulièrement vers le Nord, à 20-25°.

neques, est de l'ordre de 700 à 800 m, c'est-à-dire du même ordre de grandeur qu'à l'Est du Bassin d'Hardinghen. Il y a donc bien une permanence observée de l'importance de la faille de Ferques dans l'ensemble de la région.

III. — LES OBSERVATIONS DE TERRAINS RECENTES (**)

1) Carrière de la Vallée Heureuse.

La faille de Ferques est bien visible sur les fronts Est et Ouest actuels. En fait, elle a été suivie d'une façon continue par les travaux carriers, ce qui exclut toute référence à d'éventuelles poches de dissolution karstique avancée parfois sur des observations ponctuelles. Sur le front W, l'exploitation a ménagé deux banquettes (Pl. I, fig. 1). Sur le front de la banquette supérieure (Pl. I, fig. 2), la faille présente une épaisseur de 12 à 14 m avec un remplissage de houiller broyé. Au Nord (à droite, Pl. I, fig. 2), le Viséen supérieur appartenant à l'autochtone pend régulièrement au Sud à 40-45°. Au Sud (à gauche, Pl. I, fig. 2), affleure le calcaire appartenant au massif charrié sur la faille du Haut-Banc, Viséen cassuré au contact de la faille de Ferques, mais à pendage variable en arrière de la faille. La lèvre sud de la faille de Ferques présente un miroir de faille typique avec stries de glissement horizontales (Pl. II, fig. 1) (***). Sur le front Est de la carrière, son aspect est différent : fracture double subverticale soulignée par deux remplissages de houiller broyé, avec intercalation de calcaire tectonisé, l'ensemble présentant 6 à 7 m de traversée horizontale.

2) Carrière des Moines.

Les travaux de la carrière sont actuellement arrêtés vers le Nord, contre la faille de Ferques (Pl. II, fig. 2). L'ensemble du site actuel est tout à fait typique d'une faille de coulissement : les lèvres nord et sud sont séparées par une distance de 45 à 50 m (Pl. III, fig. 1) ; au premier plan à droite (lèvre nord), le Viséen

(**) Il est essentiel, dans les carrières en activité, de fixer photographiquement les observations importantes, du fait de leur probable disparition avec l'avancement de l'exploitation.

(***) En 1932, nous avons fait l'observation suivante : dans un travers-banc destiné à traverser la faille de Verquins (Siège 8 de Nœux) (3), cette dernière s'est manifestée par un ensemble de miroirs de faille avec nombreuses stries de glissement à la plus grande pente (65°), mais le lendemain, l'avancement des travaux a mis en évidence un deuxième ensemble de miroirs à stries de glissement horizontales. Ce phénomène, difficilement explicable à l'époque, s'est éclairé avec la découverte des coulissements dans le bassin (4) ; du fait des contraintes exercées à leur début, les coulissements ont imprimé leur marque sur les fractures pré-existantes sans nécessairement entraîner un déplacement horizontal important.

supérieur penté à 45° appartient à l'autochtone ; au deuxième plan à gauche (lèvre sud), on observe le calcaire Viséen charrié appartenant au massif du Haut-Banc ; entre les deux, le houiller tectonisé remplit la faille. A l'extrême droite (deuxième plan), recouvrement peu important de Bajocien J1 subhorizontal.

Remarquons que ce site se trouve à environ 600 à 700 m à l'WNW de l'ancienne fosse de Frémicourt décrite ci-dessus (cliché pris vers le SW ; à l'horizon, le clocher de la collégiale de Marquise). Si l'on regarde la faille de Ferques en direction de l'ESE, à partir du recouvrement du Bajocien de la Pl. III, fig. 1, on observe vers la gauche, sa lèvre nord : Viséen supérieur autochtone bordé par du houiller tectonisé (Pl. III, fig. 2). Vers la droite (Pl. IV, fig. 1), on observe principalement le remplissage de houiller dont une partie est en train de fluer par appel au vide, dans une des deux brèches ouvertes par l'exploitation dans la lèvre sud de la faille de Ferques (brèches nettement visibles, avec les fluages qu'elles ont provoqués, sur la Pl. II, fig. 2). Au deuxième plan de la Pl. IV, fig. 1, on observe le calcaire charrié du Massif du Haut-Banc, laissé en place par arrêt de l'exploitation. Au fond à gauche, recouvrement de Bajocien.

3) Carrière de Leulinghen.

A l'occasion du creusement d'une piste le long de la faille de Ferques par l'exploitant, on a pu observer récemment que son remplissage était composé de lambeaux de houiller tantôt broyés, tantôt d'apparence très régulière (1) (la Pl. IV, fig. 2 montre le contact houiller-Viséen, lèvre nord de la faille). Ceci est tout à fait analogue à ce qui a été rapporté par Olry (6) : houiller régulier dans la fosse n° 1 de Frémicourt, très fortement tectonisé dans Frémicourt n° 2, lambeaux de veines de houille interstratifiés dans des shales broyés dans la fosse de Leulinghen (située à quelques centaines de mètres à l'est du départ de la piste). Le recouvrement jurassique horizontal, épais de 4 m environ, comporte de haut en bas : 1 m de calcaire (calcaire de Rinxent), 2,60 m de sable, 0,45 à environ 1 m d'argile noirâtre contenant des boules de sable durci (mélange failleux ?), les deux derniers termes appartenant au Bajocien.

IV. — CONCLUSION

La faille de Ferques est une faille directe importante que l'on peut suivre dans tout le primaire du Boulonnais mais elle présente aussi toutes les caractéristiques d'un coulissement ; cependant, on ne dispose actuellement d'aucun repère pour apprécier l'amplitude de ce dernier. Quant aux différentes étapes de sa genèse, il faut se reporter au grand bassin houiller du Nord-Pas-de-Calais (3) pour les reconstituer : la faille de Ferques, comme les failles de Pernes, Marquelles, Ruiz et Sains-Hersin, a d'abord joué en faille directe d'effon-

drement durant la phase asturienne, après le charriage de la Grande Faille du Midi (présent en continuité dans toute la région), et c'est l'ensemble de ces fractures qui a atteint alors l'asthénosphère, assurant ainsi l'indépendance des blocs tectoniques concernés et permettant ultérieurement leur déplacement horizontal sous l'influence des mouvements de convection de cette asthénosphère.

C'est la lèvre sud de la faille de Ferques qui constitue l'effondrement d'âge asturien puisque c'est le seul qui décale le houiller verticalement de 700 à 800 m. On sait que c'est ensuite au Tertiaire que se sont produits, dans la région, les coulissements (4). Pour des mouvements tectoniques de cette importance, induits par des déplacements relatifs horizontaux à l'intérieur de l'asthénosphère, il serait peut crédible de vouloir assigner un âge différent au coulissement dans le Primaire du Boulonnais, étant donné l'intervalle, faible à l'échelle de ces phénomènes (moins de 50 km), qui sépare l'extrémité est de la faille de Ferques, du point extrême ouest connu de la faille de Ruiz, d'autant plus que ces deux failles présentent des directions nettement en prolongement l'une de l'autre. Enfin, c'est ce coulissement qui a déplacé latéralement, le long et contre la lèvre nord de la faille de Ferques, le houiller resté jusque-là concordant sur le Viséen de l'autochtone nord (*) et entraîné, à ce moment-là seulement, son importante tectonisation, due à la faible résistance mécanique des terrains qui le composent, devant les pressions exercées par des blocs de calcaires en mouvement.

Reste le problème des terrains de recouvrement du Primaire. En Artois, le coulissement est matérialisé en surface (épisodes seulement), dans le Turonien, par des failles épicrotécées. Dans le Boulonnais, on n'a rien observé de semblable en surface, dans un Secondaire abondamment cultivé sur le trajet de la faille. Par contre, l'existence de plusieurs mètres de sables et d'argiles à la base d'un Jurassique formé par ailleurs de calcaires épais, peut faire penser à l'intercalation de glissements horizontaux intercutanés à l'intérieur de ces formations pulvérulentes ou plastiques où de tels mouvements ne laissent pratiquement que peu de traces discernables (**).

(*) Le terme autochtone a été utilisé couramment dans les études concernant le bassin d'Hardinghen ; en fait, l'ensemble a pu aussi être charrié vers le Nord.

(**) Une autre interprétation, relativement récente, des relations entre les failles de Ferques et du Haut-Banc a fait l'objet de diverses publications dans nos Annales, de la part de Colbeaux et Leplat notamment. Nous ne citerons ici que la plus explicite (5) ; cette nouvelle interprétation consiste à admettre que les failles de Ferques et du Haut-Banc ne constituent, dans l'Ouest du Boulonnais, qu'une seule et même faille se raccordant en continuité par simple variation de courbure en profondeur. Nous nous attachons, dans une très prochaine communication, à en démontrer l'inexactitude, en apportant des preuves supplémentaires quant à la validité de l'interprétation que nous défendons.

BIBLIOGRAPHIE

- 1) BECQ-GIRAUDON J.F., COLBEAUX J.P. et LEPLAT J. (1981). — Une coupe dans le Jurassique et le Houiller à la carrière de Leulinghen (Boulonnais). *Ann. Soc. Géol. Nord*, t. CI, p. 201.
- 2) BOUROZ A. (1962). — Contribution à l'étude de la structure du bassin houiller du Boulonnais. *Ann. Soc. Géol. Nord*, t. LXXXII, p. 27.
- 3) BOUROZ A. et coll. (1963). — Cart. zon. strati. cote — 300, I.G.N., Paris.
- 4) BOUROZ A. (1984). — Coulissemments dextres au Tertiaire en Artois. Interprétation des failles « épicrota-cées » en terme de tectonique globale. *C.R. Ac. Sc.*, t. 298, Sér. II, n° 15. p. 661-664, Paris.
- 5) COLBEAUX J.P. et LEPLAT J. (1982). — Apports de l'exploitation du charbon et des matériaux de construction à la connaissance de la structure du Massif primaire du Boulonnais. *Ann. Soc. Géol. Nord*, t. CII, p. 103.
- 6) OLRV A. (1904). — Topographie souterraine du Bassin houiller du Boulonnais ou bassin d'Hardinghen. *Et. Git. Min. Fr.*, Paris.
- 7) PRUVOST P. et DELEPINE G. (1921). — Observations sur la faille d'Hydrequent et sur les couches de base du Carbonifère dans le Bas-Boulonnais. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 4^e série, t. XXI, p. 189-206.

EXPLICATION DES PLANCHES

PLANCHE I

Fig. 1. — *Carrière de la Vallée Heureuse.*

Vue d'ensemble des fronts W de la carrière, le 26 Avril 1984.

L'exploitation a ménagé deux banquettes dont les fronts verticaux sont distants de 25 à 30 m l'un de l'autre. Le remplissage de la faille de Ferques est formé de terrains houillers broyés.

Fig. 2. — *Carrière de la Vallée Heureuse (26-4-1984).*

Front W, banquette supérieure. A droite (au Nord), Viséen supérieur penté au Sud à 40-45° : autochtone. A gauche (au Sud), Viséen du massif charrié du Haut-Banc, reposant en profondeur sur la faille du même nom. Terrains ployés au contact immédiat de la Faille de Ferques par suite du coulissemment horizontal de cette dernière.

PLANCHE II

Fig. 1. — *Carrière de la Vallée Heureuse (26-4-1984).*

Lèvre sud de la Faille de Ferques : surface rabotée avec stries horizontales de glissement : "miroir de faille" typique. C'est la "signature" de la phase de coulissemment de la faille.

Fig. 2. — *Carrière des Moines.*

Aspect des fronts N et W, le 10 Novembre 1984. Les travaux ont été arrêtés quand l'abatage du calcaire massif du Haut-Banc est arrivé au contact de la Faille de Ferques, entraînant la mobilisation du houiller broyé constituant son remplissage (45 à 50 m de traversée horizontale totale). Deux ouvertures (bien visibles), ménagées dans la lèvre sud de la faille, ont permis le fluage par gravité, des terrains houillers. Au fond, au dernier plan, calcaire viséen appartenant à l'autochtone (lèvre nord de la Faille de Ferques).

PLANCHE III

Fig. 1. — *Carrière des Moines (10-11-1984).*

Vue prise en direction du SW, à partir du bord nord de la Faille de Ferques, parallèlement au bord nord de la carrière des Moines. A gauche de la photo, devant le calcaire du massif charrié du Haut-Banc (dont l'abatage a été arrêté au contact du remplissage houiller), on voit la brèche ouverte à l'explosif (celle de gauche de la Pl. II. fig. 2) par où le houiller a pu fluer. A droite, au premier plan, calcaire penté à 45° de l'autochtone nord. A droite, au deuxième plan, recouvrement de Bajocien, en partie éboulé sur le remplissage de la Faille de Ferques. Au centre, houiller broyé (45 à 50 m de traversée horizontale). Ce site est à quelques centaines de mètres à l'W des anciennes fosses de Frémicourt et en constitue le prolongement.

Fig. 2. — *Carrière des Moines (10-11-1984).*

Vue prise en direction du NE. Contact du houiller tectonisé sur le calcaire viséen de l'autochtone nord. Au fond, recouvrement horizontal de Bathonien sur Bajocien.

PLANCHE IV

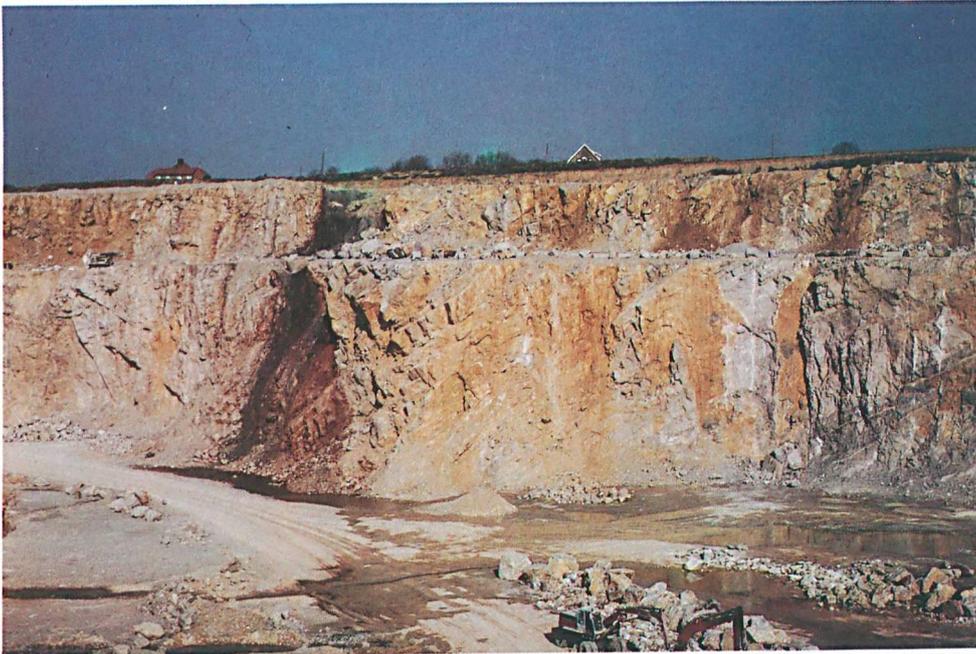
Fig. 1. — *Carrière des Moines (10-11-1984).*

Vue prise en direction de l'Est. Le remplissage de houiller broyé de la Faille de Ferques (environ 50 m de traversée horizontale) a commencé de fluer (à droite de la photo) par suite de l'enlèvement complet, sur une certaine largeur, du calcaire du massif du Haut-Banc.

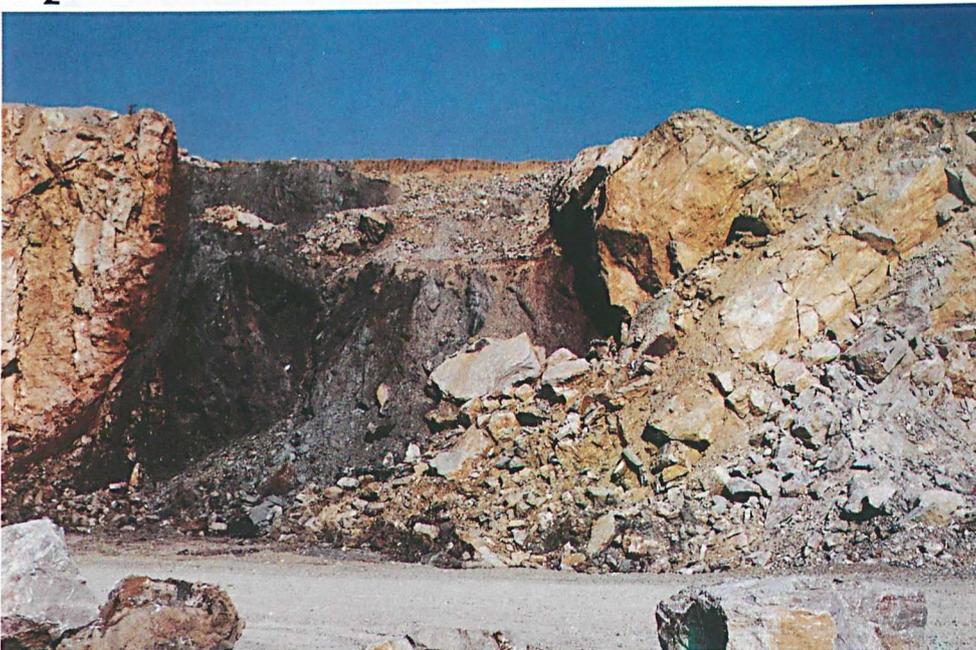
Fig. 2. — *Carrière de Leulinghen (10-11-1984).*

Contact du Viséen de l'autochtone nord au houiller broyé remplissant la Faille de Ferques, le long de sa lèvre nord. Au fond, recouvrement de Jurassique (Bathonien sur Bajocien). Ce site est à quelques centaines de mètres à l'W de l'ancienne fosse de Leulinghen et en constitue le prolongement en surface.

1



2



1



2



1



2



1



2



Le discage : propositions de conventions pour une étude de la morphologie

Core discing : Propositions for morphology description

par R. MIGUEZ (*) et J.P. HENRY (*)

Résumé. — Le discage des carottes est un phénomène qui a été déjà décrit par plusieurs auteurs. Cet article présente le problème sous un aspect différent : la morphologie des disques. Des conventions sont proposées pour l'analyse de la forme de la surface de rupture qui apparaît lors du discage.

Abstract. — *Cores discing has been studied by several authors. This paper presents core discing under a different viewpoint: the morphology of the discs. Conventions are suggested for the analysis of the rupture surface shape of discing process.*

I. — INTRODUCTION

Dans certains ouvrages souterrains (mines, forages pétroliers, tunnels) lors du prélèvement de carottes, il est observé un découpage de celles-ci en tranches d'épaisseur régulière et de forme homothétique sur la même carotte. Le phénomène d'apparition de rupture périodique est appelé "discage" (1 à 7).

Dans le but de préciser les ruptures observées, une méthodologie est proposée permettant de décrire systématiquement la forme des disques et des surfaces de rupture.

II. — CONVENTIONS POUR LA CARACTERISATION DES DISQUES

Le sens d'avancement du carottier sera pris comme sens positif. Les disques seront numérotés suivant ce sens.

La surface de rupture entre deux disques présente une forme caractéristique et sensiblement semblable pour tous les disques. En particulier, la trace de cette surface sur la carotte présente en général deux maxima et deux minima (fig. 1).

Les minima seront les points hauts.

Les maxima seront les points bas.

Les maxima (ou les minima) ne sont pas forcément à la même cote sur l'axe de la carotte.

Pour repérer l'orientation des caractéristiques du disque dans la carotte, une génératrice quelconque peut servir comme repère. Généralement, cette génératrice sera celle qui passe par le point le plus haut (minimum absolu) de la première surface de rupture ; le repère sera noté 0.

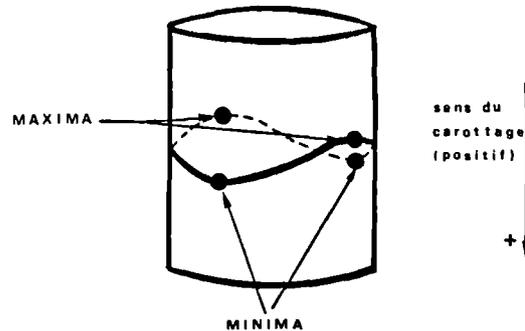


Fig. 1. — Définition des points hauts et points bas sur la surface du discage.

Fig. 1. — Definition of highest points and lowest points on discing surface.

(*) Département Mécanique des Matériaux Fragiles, Laboratoire de Mécanique de Lille, E.U.D.I.L., 59655 Ville-neuve d'Ascq Cedex.

Note présentée le 5 Juin 1985 et acceptée pour publication par le Conseil de la S.G.N. le 11 Décembre 1985.

Sur chaque courbe de rupture, les points bas et hauts seront numérotés de la façon suivante (fig. 2) : le point le plus haut de la courbe (maximum absolu) sera le point 1. En faisant une rotation positive par rapport à notre axe orienté, les points bas, haut et bas seront respectivement les points 2, 3 et 4.

Dans le cas d'une courbe dans le plan perpendiculaire à l'axe de la carotte, les points de la courbe de rupture seront numérotés en faisant des rotations de 90°, et en commençant par le point d'intersection avec le repère 0.

Mesures à effectuer.

a) L'épaisseur du disque. Elle sera mesurée au centre du disque.

b) Les angles $\alpha_1, \alpha_2, \alpha_3$ et α_4 correspondants au repérage des points 1, 2, 3 et 4 par rapport à 0. La rotation positive est indiquée sur la fig. 3.

c) Les angles de la surface de rupture avec la perpendiculaire à l'axe de la carotte aux points 1, 2, 3 et 4, soit $\beta_1, \beta_2, \beta_3$ et β_4 respectivement ces angles. On fera la convention de signe de la fig. 3.

d) Les différences de cote entre le point 1 et les points 2, 3, 4, et aussi le centre du disque :

- $F_1 =$ cote du centre — cote de 1
- $F_2 =$ cote de 2 — cote de 1
- $F_3 =$ cote de 3 — cote de 1
- $F_4 =$ cote de 4 — cote de 1

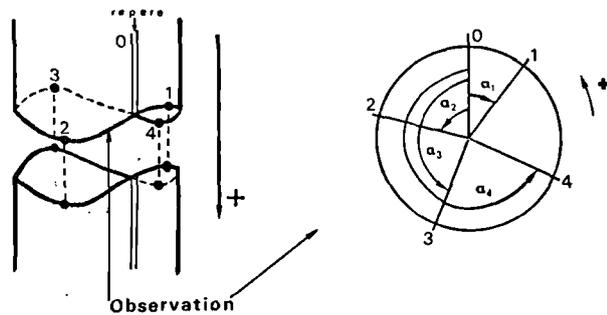


Fig. 2. — Définition des points 1, 2, 3 et 4 et des angles α_i .
Fig. 2. — Definition of points 1, 2, 3 and 4 and α_i angles.

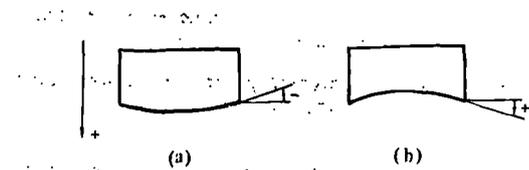


Fig. 3. — Convention de signe pour les angles β_i .
Fig. 3. — Sign convention for β_i angles.

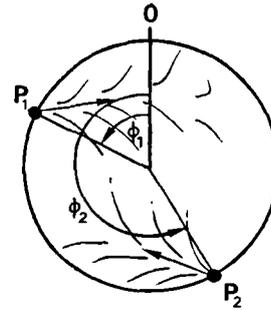


Fig. 4. — Définition des angles ϕ_i .
Fig. 4. — Definition of ϕ_i angles.

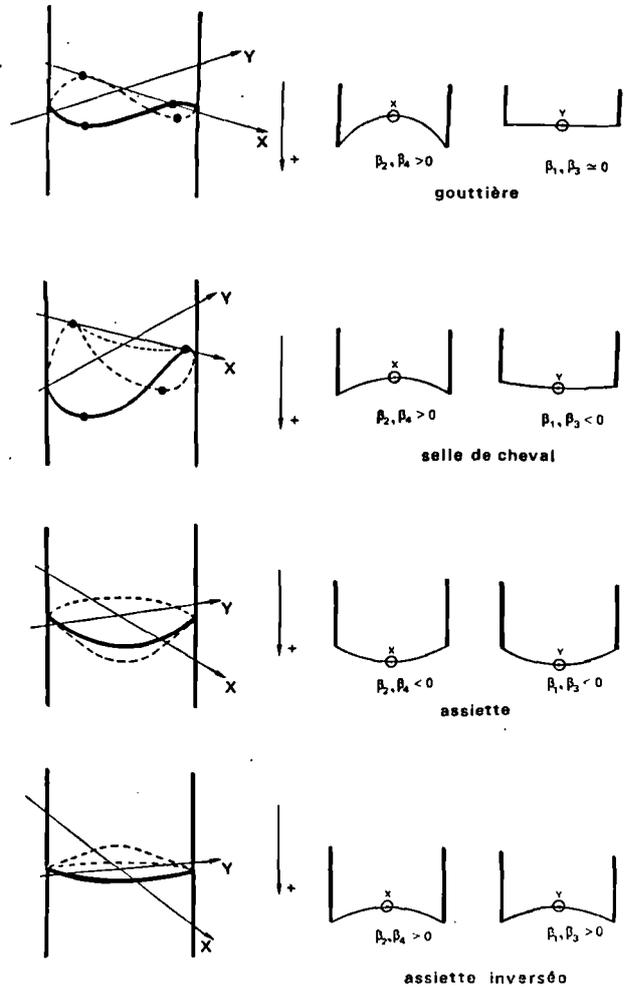
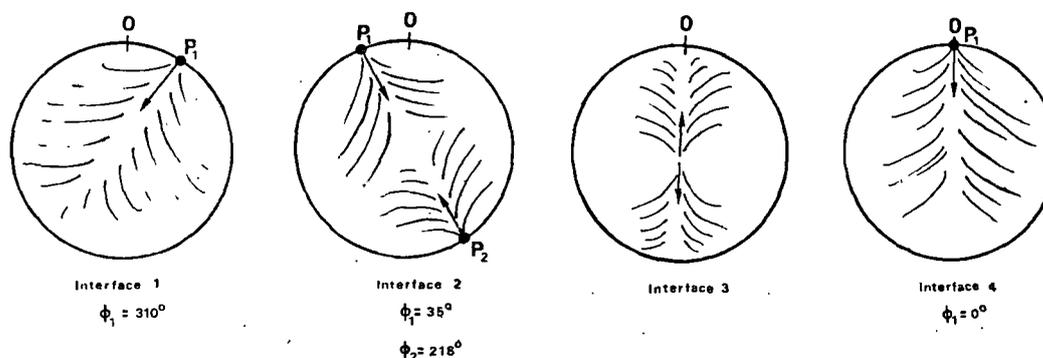


Fig. 5. — Surfaces types.
Fig. 5. — Characteristic surfaces.

Epaisseur e_j (mm)	Interface	α_1	α_2	α_3	α_4	β_1	β_2	β_3	β_4	F_1	F_2	F_3	F_4
$e_1 = 21$	1	0	122	182	257	5	14	-4	15	1	6.4	4	6
$e_2 = 17$													
$e_3 = 18$	2	0	121	176	246	3	22	8	22	1	6	4.7	6.4
$e_4 = 15$													
$e_5 = 10$	3	0	100	177	267	-9	14	-6	18	0.3	4.6	2.2	5.2
	4	0	89	179	280	-13	13	-18	16	3.6	7.6	2.0	6

Tableau I. — Exemple de résultats d'une carotte pétrolière.
Table I. — Example of results.



e) On notera le sens de propagation de la rupture quand cela sera possible. Les moyens employés sont ceux décrits par Symegash (7). On essaiera d'identifier des "structures plumeuses" sur la surface de rupture. Le sens de propagation étant donné par le sens de la divergence des "plumes".

Si l'amorçage de la rupture se fait sur les bords du disque, l'angle qui est décrit sur la fig. 4 sera mesuré.

III. — EXEMPLES D'OBSERVATION

1) Exemple de tableau de dépouillement.

Le tableau I montre un exemple de dépouillement d'un échantillon de carotte. L'observation a été faite sur quelques surfaces de rupture. Il est important de pouvoir analyser un nombre suffisant de surfaces afin d'avoir des résultats produits d'une moyenne sur toutes les surfaces de la carotte.

2) Exemple de surfaces et autres observations.

L'analyse du discage sur de nombreuses carottes a permis de dégager certaines "surfaces types" dont l'allure revient systématiquement lors des observations. La fig. 5 montre ces surfaces. Selon leur forme, nous les avons appelées "gouttière", "selle de cheval" ou "assiette".

Certaines carottes présentent des ruptures isolées dont la surface est très régulière. D'autres suivent la lithologie présente dans le massif rocheux. Ces ruptures ne sont pas comptées comme du discage.

Les surfaces de rupture dans le discage sont identifiables par leur cassure nette.

Enfin, il y a des échantillons qui présentent très peu de surfaces de rupture par discage. Sur ces échantillons a été effectuée une coupe le long de l'axe et dans deux plans perpendiculaires entre eux. La fig. 6

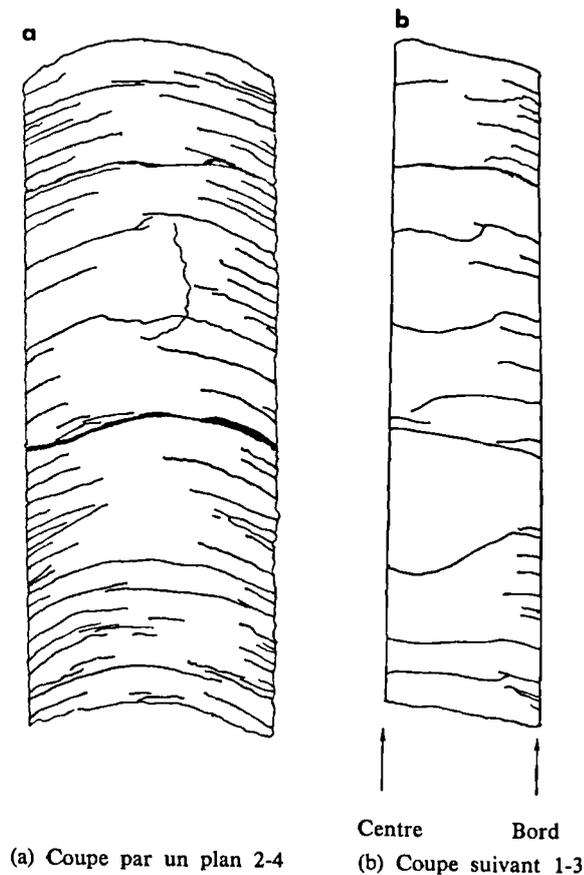


Fig. 6. — Amorces de fissures dans un échantillon non disqué.

Fig. 6. — Crack path in a no disc core.

montre la fissuration à l'intérieur de la carotte. Des mesures peuvent être réalisées comme décrit précédemment sur ces coupes.

Remerciements. — Les auteurs remercient la S.N.E.A. (P) pour la mise à disposition de carottes de forages, et leur gratitude à MM. Guenot et Maury pour les discussions et suggestions qui ont permis d'aboutir à cette description.

BIBLIOGRAPHIE

- 1) DURELLI A.J., OBERT L., PARKS V.J. (1968). — Stress required to initiate core discing. *S.M.E. Trans.* (AIME), 241.
- 2) JAEGER J.C., COOK N.G.W. (1963). — Pinching-off and discing of rocks. *Journ. of Geophys. Research*, vol. 68, n° 6, March. 15.
- 3) OBERT L., STEPHENSON D.E. (1965). — Stress conditions under which core discing occurs. *Soc. Min. Engrs. Trans.*, 232, p. 227-234.
- 4) PANET M. (1969). — Quelques problèmes de mécanique des roches posés par le tunnel du Mont-Blanc. *Annales I.T.B.T.P.*, Décembre.
- 5) STACEY T.R. (1982). — Contribution to the mechanism of core discing. *J.S. Afr. Min. Metall.*, p. 269-274. Sept.
- 6) SUGARAWA K., KAMEOKA Y., SAITO T., OKA Y., HIRAMTSU Y. (1978). — A study on core discing of rock. *J. Min. Inst. of Japan*, 94, 1089 (78-11).
- 7) SYMEGASH P.J. (1971). — A study of surface features relating to brittle and semi-brittle fracture. *Fracture tectonophysics*, 12, p. 103-112.
- 8) ZHY W., LI G., WANG K. (1985). — Analysis of discing phenomenon and Stress field in the Region of an Underground Powerhouse. *Rock mechanics and Rock Engineering*, 18, p. 1-15.

Evaluation du traitement en composantes principales des images MSS Landsat pour la cartographie géologique.

Application à l'analyse structurale de la région ardéchoise (France)

Assessment of principal components processing of MSS Landsat data for geological mapping.

Application to the structural analysis of the Ardèche area (France)

par Françoise BERGERAT (*), Alain BOTHOREL (**) et Jean CHOROWICZ (*)
(Planche V)

Résumé. — L'évaluation de l'efficacité en cartographie géologique, du traitement en composantes principales d'images MSS Landsat, a été effectuée de manière qualitative sur la région ardéchoise (France). La carte géologique au 1/250.000 obtenue par l'analyse de ces images est comparée, d'une part aux cartes géologiques au 1/50.000, constituant la base de référence, d'autre part à celle qui résulte de l'observation, dans les mêmes conditions, d'une composition colorée standard. Il apparaît que la première composante principale, en noir et blanc, permet de dresser une carte géologique assez proche de celle obtenue à partir de la composition colorée standard, mais moins riche cependant.

Les cartes géologiques issues de ces analyses sont intéressantes par leur caractère synthétique, notamment en ce qui concerne la fracturation. Elles admettent très bien comme complément les données d'analyse structurale de terrain dont elles donnent le cadre structural régional indispensable, sous forme synthétique. L'ensemble des informations recueillies permet de faire intervenir trois phases tectoniques cénozoïques dans la région ardéchoise, à l'Eocène supérieur (compression N-S), à l'Oligocène (extension E-W) et au Miocène inférieur (compression NE-SW).

Abstract. — Efficiency assessment for geological mapping using principal components processing of MSS Landsat data is made qualitatively using the example of the Ardèche area (SE France). The 1/250 000 geological map resulting from analysis of these images is compared, on one hand, to the existing 1/50 000 geological maps used as a reference base, on the other hand to the map resulting from the observation, in the same conditions, of a standard color composition. It appears that the black and white first component image permits the drawing of a geological map which is relatively close to the map obtained from the analysis of the standard color composed frames, though giving less data.

The geological maps obtained from these analysis are interesting through their synthetic aspect, especially concerning the fracturing. They usually permit the use of the field structural analysis data as a complement. They give the fracturing analysis the necessary regional structural framework which synthetic character fits better with this kind of study. The whole set of observations, from remote sensing and the field, demonstrates three tectonic events in the Ardèche area: Late Eocene (N-S compression); Oligocene (E-W extension); Early Miocene (NE-SW compression).

(*) Département de Géotectonique UA 215, Université Pierre et Marie Curie, 4, place Jussieu, 75252 Paris Cedex 05.

(**) CISI Pétrole Service, 55, Avenue Gabriel Péri, 92503 Rueil-Malmaison.

Note présentée le 5 Juin 1985 et acceptée pour publication par le Conseil de la S.G.N. le 11 Décembre 1985.

INTRODUCTION

L'amélioration des logiciels de télédétection nécessite, de la part de l'utilisateur, l'évaluation de l'intérêt spécifique de chaque traitement. Le but de ce travail est de comparer l'efficacité en cartographie géologique, du traitement en composantes principales d'images MSS Landsat avec celle de la composition colorée standard. En cartographie géologique, la technique d'évaluation la plus accessible demeure la comparaison des images traitées au document de référence qu'est la carte géologique; notre approche est donc qualitative, à l'inverse de l'évaluation chiffrée déjà réalisée sur la vallée du Rhône (Brun *et al.*, 1974). L'intérêt de ce type de cartographie géologique est d'une part de fournir une représentation synthétique du cadre structural d'une étude de fracturation, d'autre part, de donner un échantillon de la fracturation vue par satellite, à comparer à l'analyse des failles sur le terrain.

I. — METHODOLOGIE

1) Les documents.

a) *Le document image de référence* (*).

L'image de référence est une composition colorée standard (A, Pl. V) qui correspond à une fenêtre (1140 lignes \times 1560 colonnes) d'une scène enregistrée par MSS-Landsat le 2 juin 1978. Les traitements informatiques ont été réalisés au moyen du logiciel PHAINO, dont les bibliothèques sont implantées sur CRAY-1; ils comprennent, à la suite du décodage et dans l'ordre :

— un délignage ("destriping") visant à minimiser les effets de ligne introduits par les différences de réponse des 6 capteurs du radiomètre à balayage multi-bande;

— une amélioration de la dynamique ("stretching") par étallement linéaire par segments des valeurs radiométriques entre 0 et 255;

— une anamorphose, opération qui consiste à améliorer l'image en imposant à son histogramme une forme particulière; dans notre cas, l'histogramme de l'image finale est gaussien tronqué, de moyenne 255/2, et de variance $T^2 = 225/5$, l'écart entre le maximum (255) et le minimum (0) étant égal à 5;

— un filtrage destiné à éliminer le bruit, basé sur la théorie du "cokrigeage avec erreur systématique", et dont le principe est de recalculer chaque pixel de l'image en tenant compte des pixels voisins et des pixels homologues sur les autres canaux (Matheron, 1970);

— une deuxième anamorphose;

(*) La partie traitement d'image de cette étude a été effectuée par CISI Pétrole Service pour la Compagnie du Bas-Rhône.

— une correction géométrique pour restituer la forme réelle de l'image à partir de sa forme matricielle en machine: passage du pixel carré au parallélogramme, décalage des lignes pour prendre en compte le défilement du satellite.

A la suite de ces traitements, les bandes 4, 5 et 7 ont été restituées sur film (VIZIR, noir et blanc); la composition colorée standard (canal 4: jaune; canal 5: magenta; canal 7: cyan) de ces bandes a été tirée sur papier à l'échelle du 1/250.000.

b) *Documents en composantes principales.*

L'analyse en composantes principales (A.C.P.) a été effectuée sur la même image après la deuxième anamorphose et avant la correction géométrique; quatre images noir et blanc, correspondant aux quatre composantes principales, ont été restituées sur film et tirées sur papier à la même échelle que la composition colorée.

L'A.C.P. tire parti des données multibandes d'une même scène; imaginons ces données comme un nuage de pixels à quatre dimensions: la première C.P. est obtenue en déterminant l'axe pour lequel la projection du nuage de pixels aura la plus grande variance; l'opération est répétée de façon à déterminer les quatre axes de projection qui sont orthogonaux entre eux.

Pour les données MSS Landsat, les bandes 4 et 5, d'une part, et 6 et 7, d'autre part, sont souvent corrélées deux à deux. L'intérêt de l'A.C.P. est le suivant:

— la première composante principale (B, Pl. V), qui concerne l'information commune aux quatre images, peut condenser jusqu'à 95 % de l'information totale;

— les quatre composantes contiennent des informations indépendantes.

2) La télanalyse géologique.

L'analyse des images a été effectuée en les comparant systématiquement avec les cartes géologiques au 1/50.000 publiées (**), couvrant la région étudiée pour aboutir à des cartes géologiques (fig. 1 A et B).

Le premier travail a été une recherche des formations lithologiques présentes dans la région, telles qu'elles apparaissent sur les images. Le découpage lithostratigraphique de la télanalyse ne se superpose pas exactement à celui des cartes géologiques: il y a simplification, et c'est surtout la lithologie qui commande les grandes coupures entre formations. Les âges des terrains portés sur la carte télanalytique sont, bien entendu, ceux donnés par les cartes géologiques.

Des terrains de lithologie semblable se sont trouvés regroupés. Certains niveaux peu épais mais bien visibles sur les images, ne peuvent être dessinés pour leur pro-

(**) cf. bibliographie.

pre compte sur la carte téléanalytique, car l'échelle est trop petite : ils ont été représentés par des traces lithologiques, à l'intérieur de la formation qui les inclut.

La cartographie des formations représente l'essentiel du travail : on dessine les contours tels qu'ils sont visibles sur les images, en vérifiant leur validité sur les cartes géologiques, mais sans chercher à recopier celles-ci. La recherche des fractures procède de la même démarche : seules les failles identifiables par des critères de reconnaissance précis (ligne droite décalant des traces de couches ou des limites de formations, par exemple) ont été représentées. Lorsque les objets géologiques précédents ont été identifiés « nettement », ils sont dessinés en trait plein. S'ils sont visibles, mais « difficilement », ils sont en tiretés. Lorsque les choses ne sont « plus observables », la carte a été laissée en blanc. Ces niveaux d'interprétation ne sont pas précis, et peuvent paraître subjectifs, mais l'analyse a été menée par les trois auteurs simultanément, ce qui réduit la subjectivité.

Là où la carte géologique obtenue est assez complète, l'analyse par cette méthode revient à faire une compilation objective de nombreuses cartes détaillées, à dessiner une simplification de celles-ci. Les contours sont plus simples, de manière naturelle, puisqu'ils sont tels que l'on peut les voir au 1/250.000. Parmi les failles représentées sur les cartes au 1/50.000, seules sont levées celles qui se voient, ou se déduisent, des contours sur les images. D'une certaine manière, ce sont donc les plus importantes, puisqu'elles sont visibles depuis l'espace.

Parfois il peut y avoir une nette différence entre les contours de la carte géologique téléanalytique, et ceux des cartes de référence, surtout lorsqu'il y a des alluvions. Les formations superficielles peu épaisses deviennent en quelque sorte « transparentes » depuis l'espace, et l'éloignement donne une meilleure approche du sous-sol, ce qui est souhaitable pour une carte de petite échelle dont l'une des qualités est la simplification.

Les images spatiales permettent en outre de reconnaître, avec une fiabilité plus ou moins grande, des fractures qui ne sont pas portées sur les cartes au 1/50.000 préexistantes. Elles ont été dessinées avec un figuré spécial.

3) La méthode d'évaluation des différents types de traitements.

Les différentes images obtenues par traitement ont été mises à la même échelle, et étudiées de la même façon, par comparaison avec les cartes géologiques, et par confrontation entre elles.

Les trois cartes obtenues permettent de juger objectivement, mais de façon purement qualitative, du résultat atteint dans chaque cas. Les différences sont suffisamment nettes pour qu'il ne soit pas nécessaire de numériser ces cartes et de calculer les pourcentages de surfaces cartographiées.

4) Analyse structurale.

Si les deux cartes de la région ardéchoise établies par téléanalyse (fig. 1 A et B) montrent l'allure des plis et la géométrie des principales failles, les mécanismes de déformation et leur chronologie ne peuvent être déterminés que par une analyse microstructurale de terrain. En ce qui concerne les failles, une comparaison a été faite entre les structures vues par satellite et l'analyse microstructurale au sol. Les affleurements favorables ont fait l'objet de mesures systématiques de toutes les discontinuités et objets liés à la fracturation (Bergerat, 1981, 1982). Plus de 500 miroirs de failles et fentes de tension ont ainsi été mesurés dans une trentaine de sites, dans la région d'étude (fig. 2). La chronologie relative des déformations a été établie sur le terrain. Le traitement statistique des données a été effectué sur ordinateur en utilisant un ensemble de programmes mis au point par Angelier (1979). Les principales caractéristiques géométriques du champ de contrainte pour chaque épisode tectonique ont ainsi été définies.

II. — RESULTATS

1) Comparaison de l'analyse en C.P. à la composition colorée.

La comparaison des deux types de documents nous a permis de tirer les conclusions suivantes :

— la quatrième composante trop bruitée, est sans intérêt dans le cas présent ;

— l'intérêt de la troisième composante, elle aussi très bruitée, se limite à la mise en évidence des domaines viticoles (Vistrenque, Costière du Gard) ;

— la composition colorée standard est supérieure aux deux premières composantes prises individuellement ; la composition colorée, réalisée à partir des trois premières composantes principales demeure, elle aussi, et en raison du bruit introduit par la troisième composante, inférieure à la composition colorée standard ;

— dans le cas où, soit la restitution, soit le tirage à partir de trois négatifs noir et blanc, n'est pas possible en couleur, le choix doit se porter sur la première composante principale qui est l'image la plus riche en informations.

2) Intérêt géologique de la carte synthétique obtenue.

Les informations géologiques rassemblées sur les cartes au 1/250.000 sont très intéressantes, d'une part par leur présentation synthétique mais objective du terrain, d'autre part par les données nouvelles qu'elles apportent.

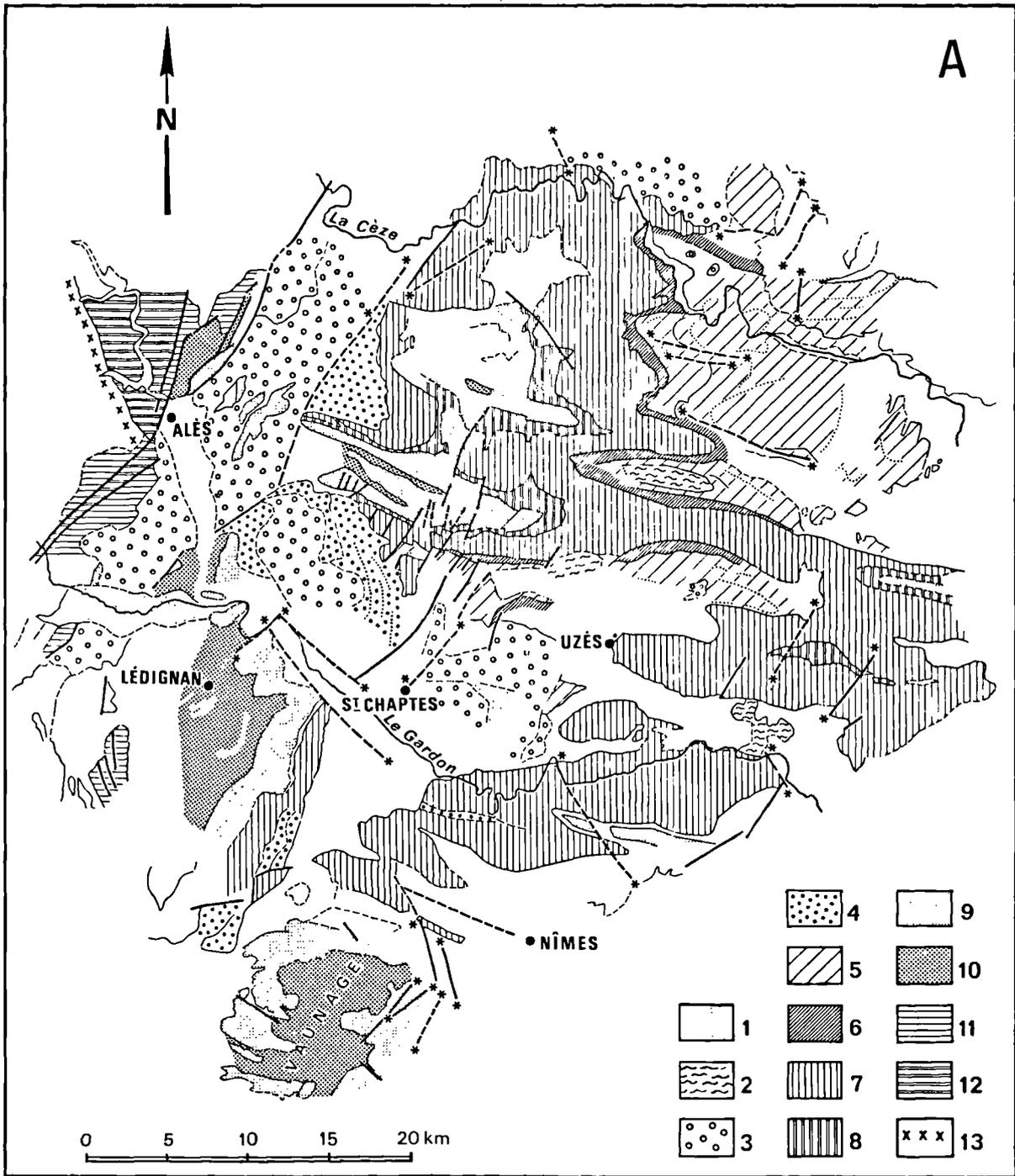


Fig. 1. — Cartes téléanalytiques obtenues à partir des images MSS Landsat.

A) A partir de la composition colorée standard.

B) A partir de l'image noir et blanc de la première composante principale.

1, Alluvions récentes. — 2, Burdigalien marin. — 3, Oligocène continental. — 4, Eocène continental. — 5, Clansayésien-Albien-Cénomannen-Turonien, marnes et calcaires à Rudistes. — 6, Gargasien marneux. — 7, Urgonien-Bédoulien calcaire. — 8, Barrémien inférieur marneux. — 9, Hauteriviens calcaire. — 10, Valanginien marneux. — 11, Jurassique supérieur calcaire. — 12, Lias-Dogger carbonaté. — 13, Cristallin. Les failles sûres sont figurées en traits pleins, celles probables en tiretés. Les astérisques indiquent les failles reconnues sur les images traitées et n'existant pas sur les cartes géologiques.

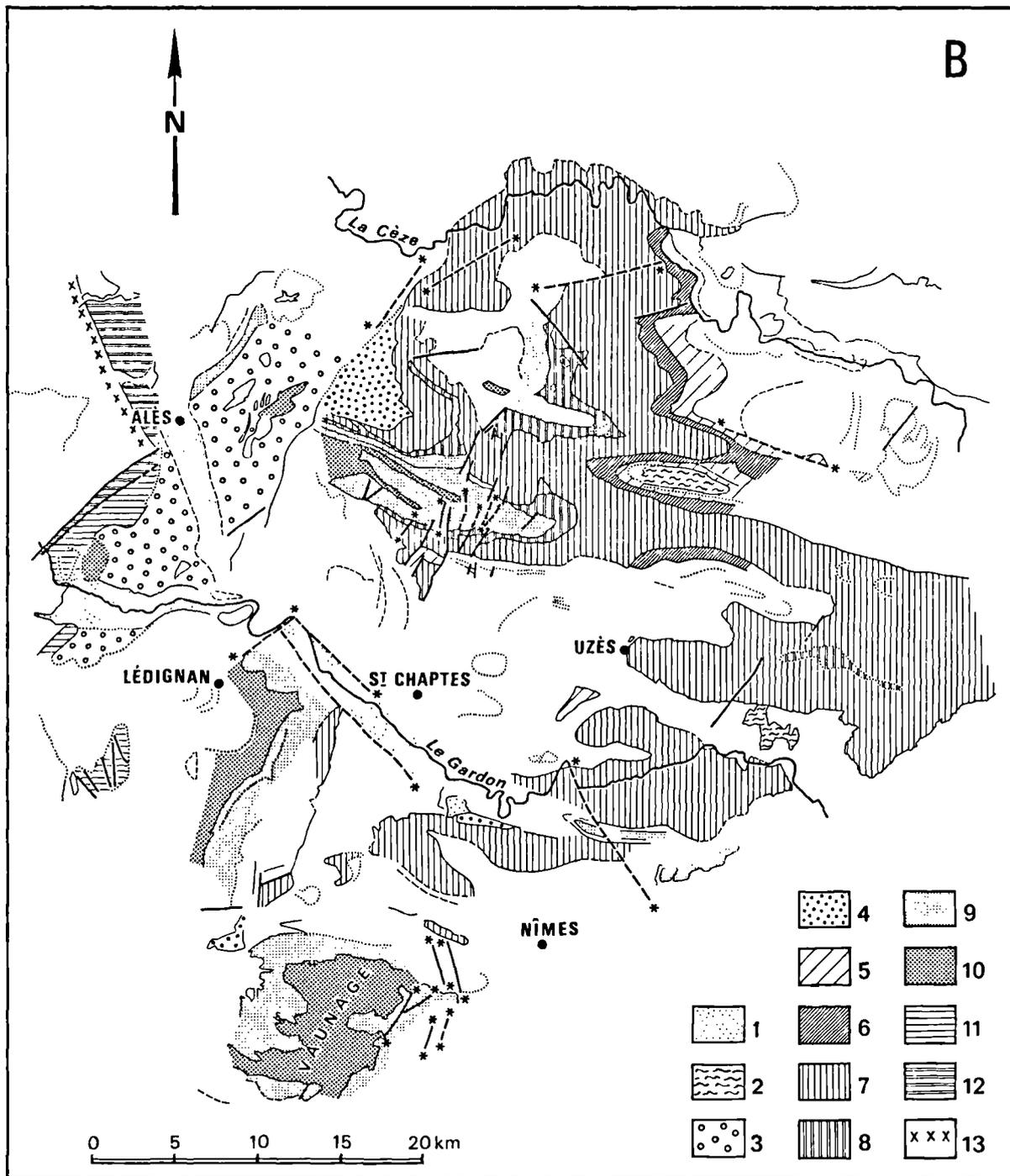


Fig. 1. — Toleanalytic maps obtained using the MSS Landsat images.

A) From the standard color composition.

B) From the black and white first component image.

1, Alluvium. — 2, Burdigalian (marine). — 3, Oligocene (continental). — 4, Eocene (continental). — 5, Clansayesian-Albian-Cenomanian-Turonian marls and limestones with Rudists. — 6, Marly Gargasien. — 7, Urgonian-Bedoullan (calcareous). — 8, Lower Barremian (marly). — 9, Hauterlyvan (calcareous). — 10, Valanginian (marly). — 11, Upper Jurassic (calcareous). — 12, Lias-Dogger (carbonated). — 13, Crystalline basement.

Certain faults as continuous lines; probable faults as dashed lines. Asterisks indicate the extremities of faults which could be recognized only on the processed images (those faults being absent on geological maps).

La comparaison avec la carte au 1/250.000 dressée au B.R.G.M. par compilation des cartes détaillées, mais sans utiliser les images spatiales, montre que la télé-analyse produit un document plus synthétique, moins encombré par des détails. Ainsi par exemple, dans le

massif à matériel urgonien traversé par la vallée de la Cèze (cf. partie nord de la carte de la fig. 1) n'ont été dessinés que quelques accidents, considérés comme importants puisque visibles depuis l'espace. La carte au 1/250.000 de Valence (1980) montre dans le même

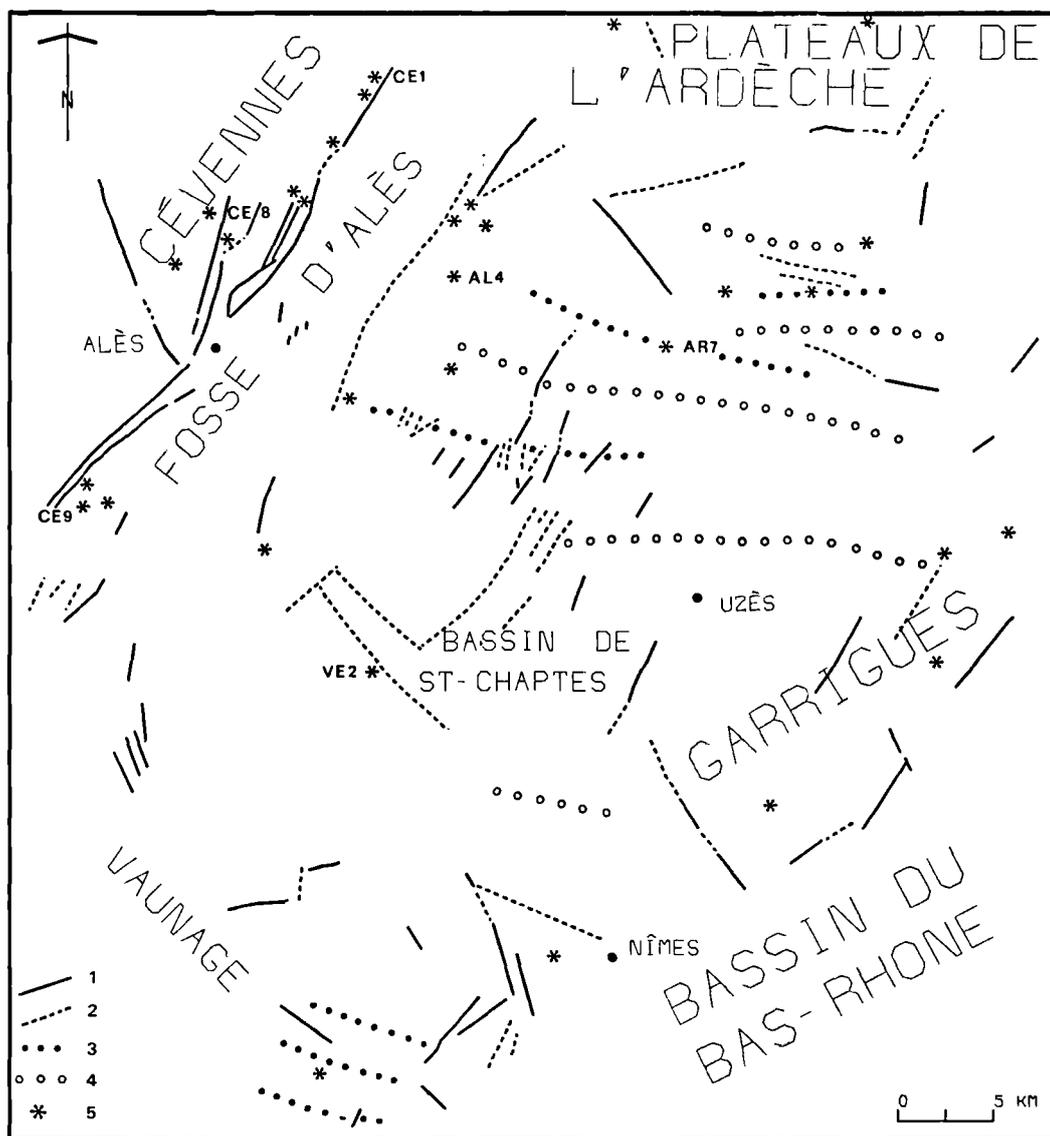


Fig. 2. — Schéma structural établi à partir de la carte téléanalytique.

1, Faille sûre. — 2, Faille probable. — 3, Axe anticlinal. — 4, Axe synclinal. — 5, Site de mesure (les sites numérotés correspondent aux exemples de la fig. 5).

Fig. 2. — Structural pattern reconstructed using the teleanalytic map.

1. Certain fault. — 2, Probable fault. — 3, Anticlinal axis. — 4, Synclinal axis. — 5, Site of measurements (numbers correspond to the examples of fig. 5).

secteur un grand nombre de failles dont le choix est subjectif et dont il est difficile d'évaluer l'importance. Du fait de l'exploitation du phénomène de transparence, le sous-sol est mieux visible. Par exemple, près de Saint-Chaptes le long de la vallée du Gardon (fig. 1 et 2), là où affleurent des alluvions fluviales, il apparaît sur les images des failles probables, non représentées sur la carte au 1/250.000 de Marseille (1979).

Les cartes obtenues sont certes incomplètes, mais elles sont ici le simple sous-produit d'une expérience d'évaluation de certains types de traitements. Dans les secteurs où l'analyse a pu être suffisamment poussée, l'on obtient une bonne représentation des structures. C'est le cas, par exemple, dans tout le quart NE de la carte de la fig. 1.

Elle a en outre l'intérêt de mieux expliciter ce qui est visible sur les images spatiales : c'est une carte géologique téléanalytique.

En ce qui concerne les accidents tectoniques, le tri est plus sévère, puisque seuls les accidents visibles ou déduisibles depuis l'espace, donc importants, sont représentés ici. Mais parmi eux, il en est de nouveaux, qui avaient échappé à l'observation de terrain. La fracturation représentée est donc à la fois plus simple et plus complète. Elle constitue un échantillon homogène : c'est l'ensemble des failles visibles à partir du capteur MSS Landsat.

Il existe d'autres échantillons homogènes de la fracturation, obtenus soit sur photographies aériennes, soit levés sur le terrain et reportés sur les cartes au 1/50.000, soit encore observés ponctuellement dans des sites d'analyse structurale à l'échelle de l'affleurement. Il nous paraît particulièrement intéressant et commode de comparer l'échantillon de la fracturation observable par télédétection, représentatif de la géométrie de la déformation, avec celui obtenu sur le terrain et qui permet d'accéder aux mécanismes.

III. — ANALYSE STRUCTURALE DE LA REGION ARDECHOISE

1) Analyse géologique d'ensemble.

La carte téléanalytique (fig. 1 A) met en évidence à l'Ouest le fossé d'effondrement d'Alès, et à l'Est une série d'anticlinaux et de synclinaux E-W, affectés par des failles et formant les garrigues et les plateaux ardéchois.

Le fossé d'Alès constitue une dépression longue (seule sa partie méridionale apparaît sur les documents étudiés) et étroite (environ 6 km). Le système de failles qui le borde à l'Ouest apparaît clairement sur la carte, c'est la « faille des Cévennes » ; la faille bordière orientale apparaît moins nettement. On distingue, au sein des terrains oligocènes qui remplissent le fossé,

trois petits reliefs formés de calcaires hauteriviens et urgoniens, généralement interprétés comme des olistolithes.

Les garrigues forment un ensemble de plateaux crétacés entaillés par les gorges du Gard et, à la limite nord de la région d'étude, celles de la Cèze. Structuralement, on distingue dans le coin sud-ouest un large anticlinal : le dôme de Lédignan, bordé au nord-est par une bande de terrains oligocènes qui relie le fossé d'Alès au bassin oligocène de Saint-Chaptes plus au Sud. Le coin sud-est est occupé par les garrigues de Nîmes, plissées, avec en particulier, au sud-ouest de Nîmes, l'antiforme de la Vaunage à cœur de Valanginie marneux.

Au nord du bassin de Saint-Chaptes, les terrains oligocènes viennent en discordance sur le synclinal E-W d'Uzès, haché de failles à son extrémité occidentale. Une série d'anticlinaux et de synclinaux d'axe E-W se succède ensuite vers le nord, formant les plateaux de l'Ardèche.

2) La fracturation.

De la carte téléanalytique générale a été tirée une carte de la fracturation (fig. 2). Des rosaces de fréquences correspondant à cette fracturation ont été établies pour les failles certaines (a), les failles probables (b) et l'ensemble des failles (c). Les deux rosaces a et b sont très semblables, seule la direction N 100-110 apparaît moins nettement dans les failles certaines que dans les failles probables. La famille de failles la plus importante est située dans un faisceau N10 à N50, avec un pic notable à N 30 ; deux autres familles, moins importantes mais néanmoins nettes, se situent à N 100-110 et N 135-165 ; enfin, un petit pic à N 80 constitue la dernière famille de cette population de failles.

Des rosaces de fréquence ont également été établies à partir des mesures faites au sol, soit une population de 313 plans de failles (fig. 3). Si on compare la rosace de fréquence des failles reconnues par téléanalyse (fig. 3c) avec celle dessinée à partir des mesures de terrain (fig. 3d), on constate que leurs allures générales ne sont pas a priori identiques. Il est vrai que les populations de failles sont constituées de nombres d'individus très différents (313 pour les mesures au sol, 60 environ pour l'ensemble des failles observées sur les images), il est vrai également qu'il s'agit d'observations d'échelles très différentes ; cependant, on retrouve dans les deux cas un faisceau principal à 010-050 et trois familles moins importantes à 080, 100-110 et 130-165. Les différences principales sont au niveau de l'importance relative des pics. Alors que la rosace de la carte privilégie, dans le faisceau 010-050, la direction N 30 (c'est-à-dire la direction structurale du fossé d'Alès dont les failles bordières de grande étendue sont bien visibles) la rosace de terrain, au contraire, si elle illustre toujours bien cette famille de failles, ne montre pas un pic préférentiel, prouvant ainsi l'exis-

tence d'une microfracturation importante associée aux failles N 30 (en particulier des fractures additives et soustractives liées aux jeux décrochants). Le pic peu marqué à 080 dans la rosace de la carte apparaît nettement sur la rosace de terrain, il correspond essentiellement à des failles relevées dans les plateaux ardéchois (surtout des failles inverses) et en effet peu visibles en télanalyse. Enfin, il faut noter sur la rosace de terrain un pic marqué à 175, inexistant sur l'autre rosace.

3) Analyse des mécanismes cassants.

L'établissement d'une chronologie, au moins relative, des déformations lors de l'étude de terrain, puis l'analyse microtectonique des miroirs de failles striés a permis de caractériser les mécanismes cassants et les états de contrainte moyens pour chaque épisode tectonique. La fig. 4 en montre quelques exemples choisis parmi les plus représentatifs.

Les premières déformations tertiaires sont marquées sur la bordure cévenole du fossé d'Alès par des structures complexes (failles inverses jalonnées de Trias, coins extrusifs, plis...) (Seguret et Proust, 1965). Arthaud et Mattauer (1969) ont mis en évidence le jeu en coulissement sénestre de nombreux accidents de direction cévenole (N 30). Les stries portées par les miroirs des failles SSW-NNE à SW-NE ont effectivement une inclinaison faible et indiquent un mouvement sénestre (fig. 4a), plusieurs décrochements conjugués dextres NW-SE à NNW-SSE fonctionnent également, en particulier au sud du fossé d'Alès, dans la zone de raccord avec le bassin de Saint-Chaptes où nous avons pu reconnaître sur les images traitées un système de failles probables NW-SE (fig. 4b). Dans les plateaux

ardéchois et les garrigues, les plis d'axe E-W et les failles de même direction fonctionnant alors en failles inverses, se rapportent à ce même épisode; de même, les accidents NE-SW et NW-SE constituent des systèmes de décrochements conjugués respectivement sénestres et dextres (fig. 4c). Ces déformations caractérisent un régime tectonique en compression horizontale N-S, d'âge éocène supérieur (phase pyrénéo-provençale) (Bergerat, 1981, 1982).

Succédant à cet épisode compressif, un épisode distensif fait fonctionner les failles bordières du fossé d'Alès en failles normales. La plupart des mesures correspondent par ailleurs aux failles occidentales (« faille des Cévennes ») (fig. 4d). De nombreux miroirs portent des stries d'inclinaison faible caractérisant un mouvement sénestre, nettement antérieur aux stries verticales liées au jeu normal. L'étude du remplissage oligocène du fossé d'Alès montre le jeu quasi permanent, durant cette période, de la faille des Cévennes. L'analyse des failles indique une contrainte principale maximale verticale et une extension horizontale ESE-WNW. On ne trouve pas de trace de cette distension dans les plateaux ardéchois et peu dans les garrigues, même à proximité des grandes failles d'effondrement du bassin du Bas-Rhône.

Sur les accidents NS à NNE-SSW en bordure du fossé d'Alès, une troisième famille de stries, subhorizontales, indique encore, postérieurement à la distension, un rejeu dextre (fig. 4e); quelques fractures d'azimut moyen 140 ont également rejoué en failles inverses lors du même épisode, caractérisé par une compression horizontale NE-SW. Les plateaux ardéchois ne semblent pas avoir particulièrement enregistré celle-ci, mais on en trouve des traces dans les garrigues de Nîmes et d'Uzès avec, là aussi, des décrochements

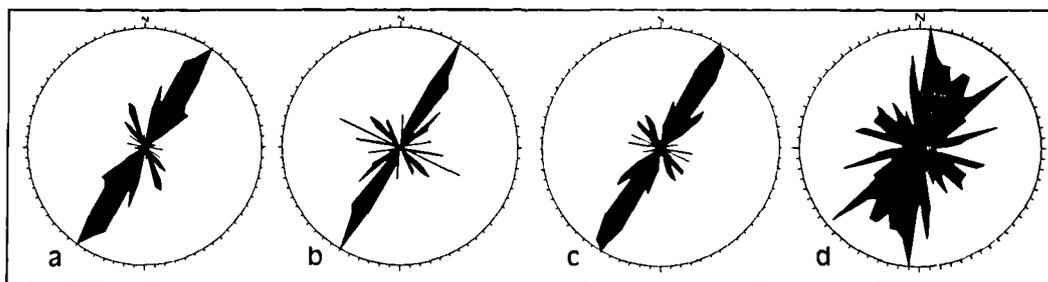


Fig. 3. — Rosaces de fréquences angulaires (classes de 5°) de la fracturation.

Failles reconnues par télanalyse : a, directions des failles certaines. — b, directions des failles probables. — c, directions de l'ensemble des failles.

Fracturation mesurée sur le terrain : d, directions des plans de failles striés.

Fig. 3. — Frequency diagrams of azimuths (5° classes).

Faults recognized from teleanalysis : a, certain fault trends. — b, probable fault trends. — c, total population of faults.

Fracturation measured in the field : d, trends of striated fault planes.

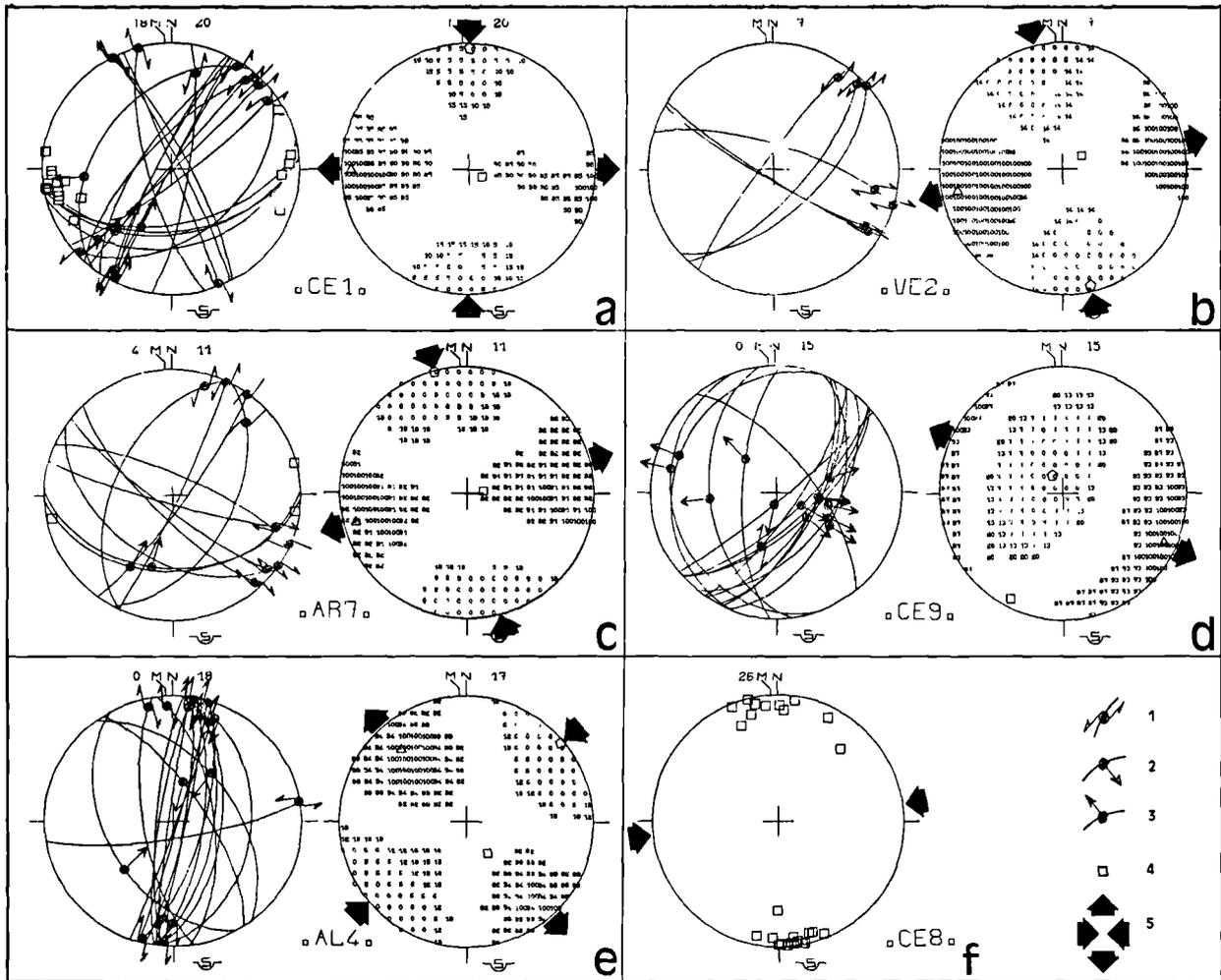


Fig. 4. — Exemples d'analyse microtectonique dans la région ardéchoise illustrant les principaux épisodes de déformation.

I: Projections cyclographiques (canevas de Schmidt, hémisphère inférieur) des plans de failles et de leurs stries ainsi que des fentes de tension. 1, jeu décrochant. — 2, jeu normal. — 3, jeu inverse. — 4, pôle de fente de tension. — 5, directions probables de compression et d'extension.

II: Diagrammes des dièdres droits: secteurs de confiance des contraintes principales maximale (σ^1 : chiffres faibles) et minimale (σ^3 : chiffres forts). Il faut noter que les barycentres ne correspondent pas nécessairement exactement aux axes principaux. Pour la localisation des sites, se reporter à la fig. 3.

Fig. 4. — Examples of microtectonic analysis in the Ardèche area, illustrating the principal stages of deformation.

I: Diagram of fault planes (Schmidt's projection of lower hemisphere), slickenside lineations and tension gashes. 1, strike-slip fault. — 2, normal fault. — 3, reverse fault. — 4, pole of tension gash. — 5, probable directions of compression and extension.

II: Use of the P and T dihedra method. For localisation of the sites of measurements (see fig. 3). In diagrams, small numbers refer to high compatibility for compression, large numbers refer to high compatibility for extension. Note that the centres of the areas of compatibility thus defined do not necessarily correspond exactly to the principal stress axes σ^1 and σ^3 .

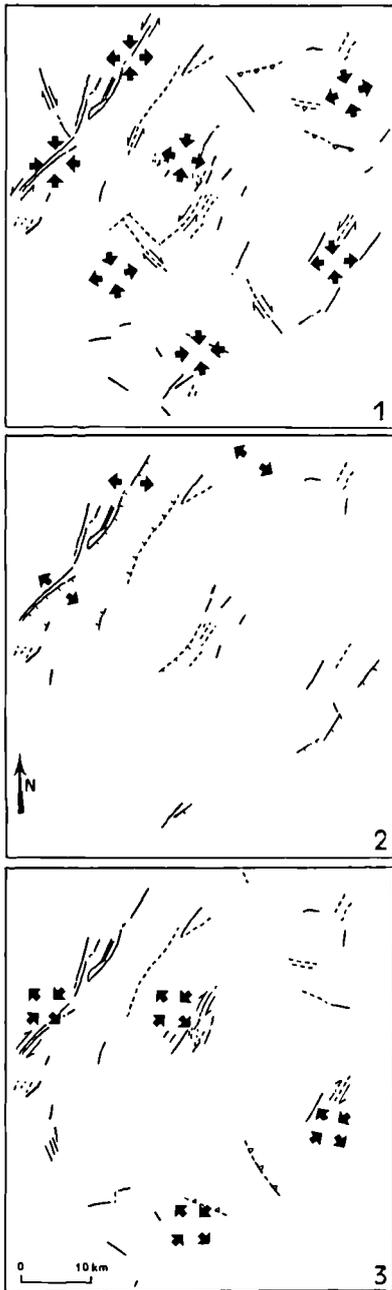


Fig. 5. — Principales déformations cassantes et systèmes de contraintes.

1, Eocène supérieur : compression N-S. — 2, Oligocène : distension E-W. — 3, Aquitanien : compression NE-SW.

Les flèches noires correspondent aux directions des axes principaux des tenseurs des contraintes locaux (établis à partir du regroupement de sites voisins et cohérents). Les principaux accidents ayant fonctionné lors de chaque épisode sont représentés avec leur sens de mouvement à l'époque considérée (double flèche : jeu décrochant ; barbelures : jeu normal ; petits triangles : jeu inverse).

dextres NS à NNE-SSW et des failles inverses NW-SE. En rive gauche du Rhône, cette comparaison NE-SW affecte des calcaires chattiens mais non les terrains burdigaliens par ailleurs nettement discordants ; elle a été rapportée à une phase aquitanienne (Bergerat, 1982).

Enfin, une compression horizontale EW, quoique ayant peu touché la région, a provoqué quelques rejeux inverses des accidents cévenols. Cependant, elle est surtout marquée par de nombreuses fentes de tension E-W (fig. 4f) recoupant les surfaces striées antérieures. Par analogie avec les régions voisines à l'Est du Rhône, on peut lui attribuer un âge fini-Miocène. Guerin (1973) a attribué à cette phase quelques plis d'axe N-S, d'amplitude décamétrique, déformant parfois les structures antérieures.

4) Les principaux épisodes de déformation et les systèmes de contraintes régionaux.

L'analyse microstructurale de la région ardéchoise a permis de caractériser quatre épisodes tectoniques successifs. La fig. 5 récapitule les principaux mécanismes cassants et les états de contrainte qui régnaient au moment de leur fonctionnement.

A l'Eocène supérieur, le régime tectonique a été caractérisé par une compression horizontale subméridienne (phase pyrénéo-provençale). Très marquée plus au Sud par d'amples structures tangentielles, la déformation s'est manifestée dans la région par des plis d'axe E-W et des failles inverses, ainsi que par des systèmes de décrochements conjugués, avec en particulier, des coulissements sénestres le long de la bordure cévenole (fig. 5a). Bodeur (1976) a évalué l'amplitude du décrochement cévenol à 17 km environ à partir du décalage des faciès récifaux du Portlandien.

A l'Oligocène, le régime tectonique est devenu distensif, provoquant le rejeu en failles normales de nombreux accidents cévenols, accompagné d'une sédimentation bréchique et de klippe sédimentaires, en liaison avec l'individualisation du fossé d'Alès (fig. 5b).

A l'Aquitaniens, une compression horizontale NE-SW (phase savigienne), très sensible en rive gauche du Rhône (Bergerat, 1982), a provoqué ici principalement des rejeux dextres le long des accidents NS à NNE-SSW (fig. 5c) et quelques rejeux inverses de failles NW-SE.

Fig. 5. — Main brittle deformation and paleo-stress systems.

1, Upper Eocene : N-S compression. — 2, Oligocene : E-W distension. — 3, Aquitanian : NE-SW compression.

Black arrows indicate the directions of the principal axes of stress tensor. The main faults are drawn with the sense of motion indicated for each stage (double arrow : strike-slip movement ; barbed line : normal movement ; small triangles : reverse movement).

A la fin du Miocène a régné une compression horizontale E-W (phase rhodanienne) bien connue par ses plis subméridiens dans les chaînes subalpines voisines, et marquée dans la région ardéchoise par de nombreuses fentes de tension et quelques rejeux de failles.

CONCLUSIONS

En utilisant comme méthode d'évaluation de l'efficacité de traitements d'image en géologie, l'établissement de cartes géologiques synthétiques, on constate que les compositions colorées sont les meilleurs documents standard « à plat ». Cependant, si la couleur n'est pas disponible, l'image noir et blanc de la première composante principale constitue le meilleur choix.

De plus, la méthode de cartographie géologique utilisée procure en temps très court, une carte synthétique complémentaire des données d'analyse structurale de terrain. La carte donne la géométrie et le cadre structural de la déformation, tandis que l'analyse structurale de terrain en montre les mécanismes.

Dans cet exemple d'étude de fracturation, il apparaît ainsi que trois phases tectoniques sont nécessaires pour expliquer les structures de la région ardéchoise :

- une compression pyrénéenne éocène supérieur Nord-Sud ;
- une extension oligocène Est-Ouest ;
- une compression miocène inférieur Nord-Est-Sud-Ouest.

BIBLIOGRAPHIE

- 1) ANGELIER J. (1979). — Néotectonique de l'arc égéen. *Soc. géol. Nord*, publ. n° 3, 417 p., 267 fig., 25 tabl., 29 pl.
- 2) ARTHAUD F. et MATTAUER M. (1969). — Sur les décrochements NE-SW sénestres contemporains des plis pyrénéens du Languedoc. *C.R. somm. Soc. géol. Fr.*, p. 290-291, 1 fig.
- 3) BEL F. (1964). — Sur la stratigraphie et la tectonique de l'Oligocène du Bassin de Sommières (Gard). *C.R. somm. Soc. géol. Fr.*, p. 332-333, 1 fig.
- 4) BERGERAT F. (1981). — Dynamique des accidents cévenols au cours du Tertiaire. *C.R. Ac. Sc.*, Paris, t. 292, p. 1049-1052, 1 fig.
- 5) BERGERAT F. (1982). — Le couloir rhodanien au Paléogène : analyse de la fracturation et interprétation cinématique régionale. *Rev. Géogr. phys. Géol. dyn.*, 1981-82, 23, p. 329-343, 5 fig., 1 tabl.
- 6) BODEUR Y. (1976). — Evaluation de l'amplitude du décrochement cévenol par le décalage des faciès réci-faux portlandiens des environs de Ganges (Hérault). *C.R. A.c. Sc.*, Paris, t. 282, p. 961-963, 1 fig.
- 7) BRUN J.F., FONTANEL A., LALLEMAND C., LEGENDRE G., RIVEREAU J.C., THOMAS G. (1974). — Comparaison de différentes techniques numériques servant à la classification des données multispectrales ; application à la géologie : Proceedings of a Symposium held at Frascati, Italy. ESRO, SP-100. May 1974.
- 8) GUERIN R. (1973). — Un exemple du rôle de la tectonique et de la microtectonique dans la géométrie des écoulements karstiques fossiles et actuels : le Bas-Vivarais calcaire. Thèse 3^e cycle. Montpellier, 110 p., 132 fig.
- 9) MATHERON G. (1970). — La théorie des variables régionalisées et ses applications. Cahiers du Centre de Morphologie Mathématique de Fontainebleau, fasc. 5.
- 10) SEGURET M. et PROUST F. (1965). — L'évolution tectonique post-hercynienne de la bordure mésozoïque des Cévennes méridionales entre Alès et Ganges. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), t. 7, p. 85-92, 4 fig.

Documents cartographiques consultés :

Cartes géologiques à 1/50.000 : Alès, Anduze, Nîmes, Pont-Saint-Esprit, Sommières, Uzès. — Cartes géologiques à 1/80.000 : Alès, Orange. — Cartes géologiques à 1/250.000 : Marseille, Valence.

EXPLICATION DE LA PLANCHE V

EXPLANATION OF THE PLATE V

Fig. A. — Composition colorée standard de l'image MSS Landsat de la région ardéchoise (1/250.000).

Fig. B. — Image noir et blanc de la première composante principale (1/250.000).

Fig. A. — Standard color composition of the MSS Landsat image in the Ardèche area.

Fig. B. — Black and white first component image.



Sont en vente au Siège de la Société :

MEMOIRES (*)

Tome I, n° 1. — Ch. BARROIS, <i>Recherches sur le terrain créacé de l'Angleterre et de l'Irlande</i> , 1876, 232 p.	336,00 F
n° 2. — P. FRAZER, <i>Géologie de la partie Sud-Est de la Pennsylvanie</i> , 1882, 178 p.	252,00 F
n° 3. — R. ZEILLER, <i>Mémoire sur la flore houillère des Asturies</i> , 1882, 24 p.	36,00 F
Tome IV, n° 1. — J. GOSSELET, <i>Etudes sur les variations du Spirifer Verneuilli</i> , 1894, 63 p., 7 pl.	90,00 F
Tome VI, n° 1. — P. BERTRAND, <i>Etude du stipe de l'Adelophyton jutieri</i> B. Renault, 1907, 38 p., 4 pl.	85,00 F
n° 2. — J. GOSSELET et al., <i>Faune siluro-dévonienne de Liévin</i> , 1912-1920. Fasc. 2	336,00 F
n° 3. — V. COMMONT, <i>Saint-Acheul et Montières : Notes de Géologie, de Paléontologie et de Préhistoire</i> , 1909, 68 p., 3 pl.	156,00 F
Tome VII, n° 1. — P. BERTRAND, <i>Etude des Stipes d'Asterochloena laxa</i> Stenzel, 1911, 72 p., 6 pl.	102,00 F
Tome VIII, n° 2. — Ed. LEROUX, <i>Le tunnel de l'Ave Maria</i> , 1929, 50 p., 5 pl.	120,00 F
Tome IX, n° 1. — G. DUBAR, <i>Etude sur le Lias des Pyrénées Françaises</i> , 1925, 332 p., 7 pl.	432,00 F
n° 2. — G. FOURNIER et al., <i>Poissons élasmodontes de Denée</i> , 1926, 23 p., 6 pl.	96,00 F
Tome X, n° 2. — J. LAVERDIERE, <i>Terrains paléozoïques des Pyrénées occidentales</i> , 1931, 132 p., 8 pl.	180,00 F
Tome XII. — D. LEMAITRE, <i>Faune des Calcaires dévoniens du Bassin d'Anceis</i> , 1934, 268 p., 18 pl.	336,00 F
Tome XIII. — P. BRICHE et al., <i>Flore infraliasique du Boulonnais</i> , 1963, 145 p., 11 pl.	252,00 F
Tome XIV. — G. WATERLOT, <i>Les Gigantotrachés du Siluro-Dévonien de Liévin</i> , 1966, 23 p., 5 pl.	84,00 F
Tome XV. — J. MANIA, <i>Gestion des Systèmes aquifères. Applications au Nord de la France</i> , 1978, 228 p.	180,00 F
Tome XVI. — A. BOUROZ et al., <i>Essai de synthèse des données acquises dans la genèse et l'évolution des marqueurs pétrographiques dans les bassins houillers</i>	250,00 F

FASCICULES SPECIAUX (*)

« Géologie du Nord de la France » (T. LXXXIX, fasc. 1)	85,00 F.
« Centenaire de la S.G.N. » (T. XC, fasc. 4)	100,00 F.
« Rupture des roches et massifs rocheux » (T. XCV, fasc. 3)	70,00 F.
« Données nouvelles sur le Paléozoïque de l'Europe occidentale » (T. XCVI, fasc. 4 et T. XCVII, fasc. 1)	200,00 F.
« Apports récents à la Géologie du Gondwana » (T. XCVII, fasc. 4)	150,00 F.
« Géologie de l'Europe, du Précambrien aux bassins sédimentaires post-hercyniens » (T. XCIX, fasc. 1)	150,00 F.
« Géologie appliquée aux problèmes d'énergie et de matières premières »	150,00 F.
« Tectonique cassante en distension et coulissement » (T. CIII, fasc. 2-3)	250,00 F.

PUBLICATIONS (*)

Publication N° 1. — J. CHOROWICZ, <i>Etude géologique des Dinarides le long de la transversale Split-Karlovac (Yougoslavie)</i>	130,00 F.
Publication N° 2. — J. CHARVET, <i>Essai sur un orogène alpin : Géologie des Dinarides au niveau de la transversale de Sarajevo (Yougoslavie)</i>	150,00 F.
Publication N° 3. — J. ANGELIER, <i>Néotectonique de l'arc égéen</i>	140,00 F.
Publication N° 4. — J.J. FLEURY, <i>Les zones de Gavrovo-Tripolitza et du Pinde-Olonos (Grèce continentale et Péloponnèse du Nord). Evolution d'une plate-forme et d'un bassin dans leur cadre alpin</i>	175,00 F.
Publication N° 5. — M. COUSIN, <i>Les rapports Alpes-Dinarides. Les confins de l'Italie et de la Yougoslavie</i>	175,00 F.
Publication N° 6. — F. THIEBAULT, <i>L'évolution géodynamique des Hellénides externes en Péloponnèse méridional</i>	185,00 F.
Publication N° 7. — P. DEWEVER, <i>Radiolaires du Trias et du Lias de la Téthys</i>	180,00 F.
Publication N° 8. — J. FERRIERE, <i>Paléogéographie et tectoniques superposées dans les Hellénides internes : les massifs de l'Othrys et du Pélion (Grèce continentale)</i>	185,00 F.
Publication N° 9. — H. MAILLOT, <i>Les Paléoenvironnements de l'Atlantique sud : Apport de la géochimie sédimentaire</i>	130,00 F.
Publication N° 10. — Cl. BROUSMICHE, <i>Les Fougères sphénoptériennes du Bassin Houiller Sarro-Lorrain</i>	200,00 F.
Publication N° 11. — B. MISTIAEN, <i>Phénomènes récifaux dans le Dévonien d'Afghanistan (Montagnes Centrales). Analyse et systématique des Stromatopores</i>	200,00 F.
Publication N° 12. — T. HOLTZAPFFEL, <i>Les minéraux argileux. Préparation, analyse diffractométrique et détermination</i>	T.T.C. 90,00 F.
<i>Esquisse géologique du Nord de la France</i> , par J. GOSSELET, Fascicule IV (Terrains quaternaires)	29,00 F.
<i>Ecorché géologique infra-mésozoïque</i> (extrait de « Contribution à la connaissance des bassins paléozoïques du Nord de la France », présentée par C.F.P. (M), COPESEP et S.N.P.A.)	50,00 F.

Les membres abonnés bénéficient d'une réduction de 20 % sur un exemplaire de chacune de ces publications.

Les prix sont augmentés des frais de port et d'emballage quand les volumes ne sont pas pris directement au dépôt.

(*) Tous les prix sont indiqués hors taxe, sauf indication contraire (T.T.C.).

SOMMAIRE

Tome CV

1985

1^{er} trimestre

	pages
C. TRIBOULET et Y. BASSIAS. — Origine magmatique et géodynamique des métavolcanites associées aux Phyllades (Péloponnèse orientale, Grèce)	11
H. FOURRIER. — Reconnaissance des dépôts tertiaires et quaternaires des buttes de Oisy-le-Verger et du Bois du Quesnoy	27
A. BOUROZ. — Coulissement dans le Paléozoïque du Boulonnais : la faille de Ferques	37 $\frac{1}{2}$
R. MIGUEZ et J.P. HENRY. — Le discage : propositions de conventions pour une étude de la morphologie	43
F. BERGERAT, A. BOTHOREL et J. CHOROWICZ. — Evaluation du traitement en composantes principales des images MSS Landsat pour la cartographie géologique. Application à l'analyse structurale de la région ardéchoise (France)	47

© 1986 Société Géologique du Nord Editeur, Lille

Toute reproduction, même partielle, de cet ouvrage est interdite. Une copie ou reproduction par quelque procédé que ce soit, photographie, microfilm, bande magnétique, disque ou autre, constitue une contrefaçon passible des peines prévues par la loi du 11 mars 1957 sur la protection des droits d'auteur.

Imprimé en France (Printed in France)